



Imagerie radar basse fréquence pour l'exploration des zones arides terrestres et martiennes : détection de l'humidité du sous-sol et cartographie de la paléohydrologie.

Y. Lasne

► To cite this version:

Y. Lasne. Imagerie radar basse fréquence pour l'exploration des zones arides terrestres et martiennes : détection de l'humidité du sous-sol et cartographie de la paléohydrologie.. Autre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. NNT : . tel-00180231

HAL Id: tel-00180231

<https://theses.hal.science/tel-00180231>

Submitted on 18 Oct 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ
TOULOUSE III - PAUL SABATIER**

École Doctorale des Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Discipline : **TÉLÉDÉTECTION RADAR & PLANÉTOLOGIE**

Présentée et soutenue par

Yannick LASNE

**Imagerie radar basse fréquence pour l'exploration des zones
arides terrestres et martiennes : détection de l'humidité du
sous-sol et cartographie de la paléohydrologie.**

Soutenue le 26 Septembre 2005

Après avis de :

COMBES P., Professeur
PARNEIX J.-P., Professeur

Rapporteurs

Devant le jury composé de :

COMBES P., Professeur Université Paul Sabatier, Toulouse 3
PARNEIX J.-P., Professeur Université Bordeaux 1, ENSCPB
PAILLOU Ph., Professeur Université Bordeaux 1, OASU
DUBOIS-FERNANDEZ P., Ingénieur de Recherche, ONERA, Salon
GRANDJEAN G., Ingénieur de Recherche, BRGM, Orléans
PINET P., Directeur de Recherche, OMP, Toulouse 3
MALÉZIEUX J.-M., Professeur Université Bordeaux 3, EGID

Président
Rapporteur
Directeur de thèse
Examineur
Examineur
Examineur
Invité

Thèse préparée à l'Observatoire Aquitain des Sciences de l'Univers
(OASU, UMR 5804-L3AB)

Résumé

Dans nos travaux de recherche, nous avons considéré une approche expérimentale pour étudier les capacités de l'imagerie radar basse fréquence pour la détection des zones humides dans le sous-sol des régions arides terrestres et martiennes et la cartographie géologique de leur proche subsurface, jusqu'à des profondeurs de quelques mètres.

À partir de données SAR (Synthetic Aperture Radar) de la dune du Pyla (France), l'analyse phasimétrique d'images acquises en bande L (1.6 GHz) par le capteur aéroporté *RAMSES* de l'ONÉRA, a permis de mettre en évidence un comportement particulier de la différence de phase entre les modes d'acquisition copolaires HH et VV, lié à la présence d'une zone humide dans la subsurface. Une étude préalable a consisté à simuler les interactions des ondes hyperfréquences avec les couches d'un modèle géoélectrique de la dune au moyen du logiciel XFDTD (Finite Difference Time Domain) dans le but de mieux comprendre l'origine du signal de phase. Afin d'interpréter et de modéliser ce phénomène, nous avons initialement développé un modèle analytique de diffusion simple, de type IEM (Integral Equation Model), complété par les résultats numériques de la méthode FDTD qui apportent la contribution des réflexions multiples se produisant localement au niveau de l'interface humide sable-paléosol, le profil d'humidité de cette interface pouvant être considéré comme un profil de rugosité. Dans un deuxième temps, nous avons été amené à développer un modèle IEM plus complet incluant une expression analytique du terme de diffusion par réflexion multiple. Simulant avec succès le phénomène étudié, nos deux modèles confirment l'hypothèse selon laquelle le signal de phase serait généré par le profil d'humidité des structures enfouies en raison du phénomène de réflexion multiple qu'un tel profil génère. Il a également été montré que cette signature particulière permet la détection d'interfaces humides à des profondeurs plus importantes (5m en bande L) que celles autorisées par l'analyse des indicateurs radiométriques classiques.

Au delà de la détection d'humidité des sols, nous avons également cherché à mettre en évidence l'apport de l'imagerie radar pour les applications de cartographie d'interfaces géologiques à grande échelle au moyen de systèmes radar orbitaux. Les radars utilisés ont été embarqués à bord de la navette spatiale *Endeavour* en 1994 sous la dénomination Shuttle Imaging Radar C-Band/X-Band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR). L'analyse polarimétrique de données en bande L (1.3 GHz), C (5.2 GHz) et X (9.7 GHz) pour la Mauritanie (région d'Akjoujt) a permis de montrer le potentiel de l'imagerie radar basse fréquence pour la détection de structures géologiques de surface ainsi que pour la cartographie de la paléohydrologie de la proche subsurface en contexte aride. Combinée à des mesures GPR (Ground Penetrating Radar), l'analyse de données SAR a permis d'obtenir localement une description géologique détaillée des structures de subsurface et constitue un complément indispensable aux systèmes d'imagerie optique. En particulier,

nos résultats ont montré que les données polarimétriques fournissent non seulement des éléments d'information sur les mécanismes de diffusion mis en jeu (surfactive, volumique, effet de rugosité), mais permettent également de différencier les structures de surface par la rugosité qu'elles occasionnent, des structures de subsurface par la diffusion de volume qu'elles génèrent.

Compte tenu des capacités de détection de l'humidité des sols par technique SAR, nous nous sommes intéressés à ses implications dans le cadre de l'exploration de Mars. Participant au programme *Terrestrial Analog to Mars* de la NASA, nous avons travaillé à la définition des performances d'un système SAR orbital opérant en bande P (430 MHz) pour la cartographie de la proche subsurface de la planète et plus particulièrement pour la détection d'humidité dans les premiers mètres. Basées sur les données minéralogiques de surface des différentes missions d'exploration martienne (Viking 1/2, Mars Pathfinder, Spirit, Opportunity) ainsi que sur les observations orbitales de la sonde Mars Global Surveyor (MGS, instrument TES), des mesures de permittivité ont été réalisées en laboratoire à partir d'échantillons de roches terrestres, synthétiques et météoritiques, représentant de bons analogues à ceux observés sur Mars. Ces mesures ont permis de construire des profils géoélectriques du sous-sol de la planète Mars comme paramètres d'entrée à un modèle de diffusion IEM. Incluant un terme de diffusion de volume, notre précédent modèle de diffusion IEM montre que la présence d'hétérogénéités dans les premiers mètres de la croûte martienne pourrait altérer les performances de la différence de phase copolaire pour la détection d'humidité en terme de profondeur d'investigation. Néanmoins, nos résultats de simulations indiquent qu'un système SAR orbital en bande P, exploitant le signal de phase copolaire, pourrait être un outil efficace pour la détection de l'humidité et son suivi à l'échelle saisonnière jusqu'à des profondeurs de 3 mètres dans les régions qui présentent un contexte géologique favorable *i.e.* une faible concentration de diffuseurs de surface et de proche subsurface, à l'image des basses plaines du Nord, et en privilégiant des angles d'incidences élevés (40°). Bien qu'altérées par la présence de diffuseurs enfouis, à cause des phénomènes de pertes par diffusion de volume dans les régions à plus forte concentration de roches (typiquement le cas des hauts plateaux cratérisés du Sud), ces performances devraient néanmoins autoriser la détection et le suivi de faibles taux d'humidité jusqu'à 2 mètres sous la surface. D'un point de vue planétologique, ces résultats sont particulièrement intéressants pour la préparation des futures missions d'exploration de Mars dédiées à l'étude de la géologie de surface et de proche subsurface ainsi qu'à la détection de la présence éventuelle d'eau liquide dans les premiers mètres du sous-sol martien au moyen de systèmes SAR orbitaux. D'un point de vue exobiologique, l'eau étant un élément indispensable à l'émergence de la vie telle que nous la connaissons, sa recherche dans le sous-sol de Mars constitue l'une des pierres angulaires du programme international d'exploration de Mars pour la recherche de la vie qui pourrait exister dans l'eau sous la surface de la planète rouge.

Abstract

In our research tasks, we considered an experimental approach to investigate the capabilities of low frequency Synthetic Aperture Radar systems to penetrate soils for retrieving information about subsurface structures, in particular detecting moisture in the first few meters of terrestrial and Martian arid regions and revealing their unknown geology.

In the basement of SAR data of the Pyla sand dune (close to Bordeaux in France), the phasimetric analysis of L-Band (1.6 GHz) images acquired with the French airborne *RAMSES* SAR system operated by ONÉRA, made it possible to highlight a particular behaviour of the copolarized phase difference correlated to a buried wet structure called *paleosoil* which act as moisture tank: a phase difference of 23° between HH and VV channels was clearly observed. In the first part, our study consisted in numerically modeling the propagation of microwaves in a 3D geo-electrical model of the Pyla dune subsurface by means of an exact electromagnetic XFDTD (Finite Difference Time Domain) software with an aim of better understanding the origin of the observed phenomenon. In order to interpret and to model this phenomenon, we initially developed an analytical single-scattering model based on the IEM (Integral Equation Model) supplemented by the numerical results of FDTD simulations which provide the multiple scattering contributions occurring at the sand/paleosoil interface since the moisture profile of the paleosoil can be regarded as a roughness profile. In the second part, we were brought to develop a more extended analytical scattering IEM model replacing the FDTD contributions by an analytical expression for the multiple scattering term based on an approximate solution of integral equations for the tangential surface fields. Compared to results obtained using the single scattering IEM model only, both of the extended models taking into account multiple scattering (by means of numerical FDTD simulations or analytical expression for the multiple scattering term) successfully reproduce the observed phase difference. These results also confirmed the assumption according to which the copolarized phase difference would mainly be generated by the moisture profile of the hidden structures because of the multiple reflexions that such a profile generates. We also showed that this phase signal allows the detection of buried wet interfaces down to larger depths (5m for L-Band) than those authorized by the analysis of the traditional radiometric indicators.

Beyond the detection of subsurface moisture, we also investigated the capabilities of spaceborne SAR imagery for mapping large-scale geological interfaces. Using SAR data acquired during the Shuttle Imaging Radar C-Band/X-Band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR) mission onboard the space shuttle *Endeavour* in 1994, the polarimetric analysis of L- (1.3 GHz), C- (5.2 GHz) and X-Band images of the Akjoujt region (Mauritania) allowed to establish the performances of low frequency SAR imagery for detecting surface geological structures as well as for mapping the subsurface paleohydrology in the

upper few meters of arid regions. Combined with Ground Penetrating Radar (GPR) measurements, the analysis of SAR data provide a locally detailed geological description for subsurface structures. In particular, our results showed that polarimetric data provide not only informations about involved scattering mechanisms (surface, subsurface and volume scattering) but also make it possible to differentiate the superficial structures by the roughness which they cause, from subsurface structures because of their volume scattering contributions.

Low frequency SAR have demonstrated their subsurface imaging capabilities on Earth, especially in arid regions. Based on the experience we gained from terrestrial studies, we then proposed theoretical study in keeping with the *Terrestrial Analog to Mars* NASA's program in order to predict potentials of a spaceborne P-Band (430 MHz) SAR for Mars exploration, for both subsurface geology mapping and shallow moisture detection using the copolar phase difference. Considering *in situ* mineralogical measurements made by Viking, Mars Pathfinder and MER missions, as well as orbital observations by Mars Global Surveyor (TES instrument), we need to perform laboratory electromagnetic characterization on several minerals that appear to be good analogs to those observed on the Martian surface (terrestrial, synthesized and meteoritic samples) in order to determine their permittivity value. Such measurements allowed us to define a geoelectrical model for Martian surface as input to an analytical scattering IEM model. Including a volume scattering term, our previous analytical scattering IEM model showed that the occurrence of rock clasts in the upper few meters of the Martian crust could spoil the performances of the copolar phase signal to detect subsurface moisture in terms of detection depth. Nevertheless, our simulation results showed that a spaceborne P-Band SAR system taking into account the copolarized phase difference could be a suitable tool to detect moisture and follow its small seasonal-scale changes down to 3 meters deep for favorable geological cases that is for regions with small concentration of surface and subsurface scatterers (low plains of the northern hemisphere). Even if diminished because of volume scattering due to the occurrence of buried rock clasts in the first few meters of defavorable regions (high impacted lands of the southern hemisphere), the potentials of the phase signal should allow the detection and the follow-up of small water content down to 2 meters deep. Since the search for water on Mars is a key challenge for the understanding of the evolution of the planet not only for the past and present day climates or atmospheric processes but also for the physical and thermal evolution of the Martian crust and geothermal activity, these results are particularly relevant for the preparation of future Martian exploration missions dedicated to the geology study of the planet as well as the detection of liquid water in the shallow subsurface of Mars using spaceborne SAR systems. Besides, the history of water and its implications for climatic and possibly biologic evolution make the search of liquid water in the subsurface of Mars one of the cornerstones in NASA's Mars exploration program for the research of the life which could exist in water under the surface of the red planet.

Remerciements

Comme le veut la tradition, un doctorant (devrais-je dire docteur au moment même où j'écris ces quelques lignes!) se doit en premier lieu de remercier son directeur de thèse. Une fois encore, ce sera le cas ici avec Philippe Paillou, non pas par peur de déroger à la règle mais bien parce que ma gratitude dépasse largement le simple caractère académique de la situation. En plus du temps qu'il m'a accordé, de sa patience, de sa disponibilité, de la confiance qu'il m'a témoignée et de l'autonomie qu'il a su me laisser, sa pédagogie et sa réactivité m'ont aidé à mener à son terme une expérience professionnelle aussi bien valorisante qu'enrichissante sur un sujet des plus pertinents. Sur un plan plus humain, ses qualités relationnelles, son goût de l'aventure et ses méthodes de travail m'ont permis d'apprécier pleinement les différentes missions terrain ou colloques et d'en tirer profit tant sur le plan personnel que professionnel. J'en garderai des souvenirs impérissables. Enfin, au delà du contexte professionnel, je lui dois aussi l'apprentissage du surf et l'initiation à la dégustation de bons Havanas. Pour résumer ces trois années de thèse, une métaphore appropriée consisterait à décrire ces années studieuses comme une succession de discussions passionnantes et passionnées sur le SAR polarimétrique, tranquillement allongés sur un surf, tractant un GPR d'une main, savourant un délicieux Havana bien séché de l'autre devant la déferlante d'une dune Saharienne Occidentale tout en psalmodiant quelques versets sur la pénétration radar à travers les dernières lueurs d'un crépuscule Mauritanien laissant entrevoir le scintillement rouge-orangé d'une lointaine planète, que l'on appellerait Mars, dit-on. Merci encore pour ces opportunités spirituelles (je devais la faire celle-là!) Philippe et pour m'avoir donné l'occasion de côtoyer les "pontes" dans les domaines du radar et de l'exploration martienne, jamais je n'oublierai et je t'en serai éternellement reconnaissant!

Je ne peux également oublier les efforts de Jean-Paul Parisot et de Bertrand Dauphole. Après m'avoir inoculé le virus de l'"astro" dès le DEUG (mais je le couvais déjà avant la fac!) et m'avoir supporté tout au long de ces merveilleuses années universitaires (quel bonheur de rester tard le soir dans les amphis à entendre parler d'étoiles et de galaxies, de gravitation, d'espace-temps et d'ingurgiter toutes ces lois physiques alors que d'autres dorment déjà!), vous m'avez permis de suivre le DEA de Toulouse après une escapade toulonnaise. Je vous remercie d'avoir alimenté ma passion de l'astrophysique, de votre investissement en temps comme en énergie pour me permettre, à moi misérable étudiant, de fouler le sol de ces "petits champignons blancs" en Provence, en me narrant les grandes avancées scientifiques en matière de découvertes qui se sont déroulées ici même et qui font la renommée du site de l'Observatoire Haute Provence. Merci de m'avoir donné la possibilité de river mes pupilles avides de merveilles célestes à ces oculaires si précieux, pour aller voir au-delà de l'atmosphère ce qui se passe et assister à quelques ballets cosmiques.

Merci d'avoir partagé ces moments intenses avec moi, moments qui signent mon entrée dans le monde de la recherche et m'accompagneront tout au long de ma carrière.

Je tiens aussi à remercier chaleureusement Pascale Dubois-Fernandez, non seulement pour sa collaboration et sa participation à mon jury de thèse mais également pour m'avoir donné l'occasion d'assister à quelques campagnes d'acquisitions SAR aéroportées et de côtoyer quelques membres du département DEMR de l'ONÉRA. Sans oublier les moments passés sur le terrain, qu'il pleuve ou qu'il vente, à mesurer des hauteurs d'arbres avec Franck-jumeau-de-thèse Garestier et à me briefer sur les joies de l'interférométrie polarimétrique (officiellement!). J'adresse aussi mes sincères remerciements à Gilles Grandjean et Nicolas Baghdadi pour m'avoir accueilli au BRGM et surtout fait découvrir ce merveilleux pays qu'est la Mauritanie avec ses coutumes locales et ses tentatives de "putch". Les missions GPR ont depuis une toute autre signification pour moi : "Toi, tu seras responsable de la pelle BRGM!". C'était la partie "Physique" de la thèse si j'ose dire. Plus une mention spéciale pour Gilles concernant mon initiation au GPR et sa présence dans le jury de thèse. Un grand merci enfin à Gilles Ruffié du PIOM et Jean-Marie Malézieux de l'EGID pour l'intérêt qu'ils ont manifesté à l'égard de mes travaux de recherche ainsi que pour leur collaboration et leur savoir-faire précieux pour la caractérisation électromagnétique (PIOM) des matériaux (EGID). Une note spéciale pour Jean-Marie qui pour des raisons personnelles n'a pu assister à ma soutenance, mais je suis sorti enrichi de nos discussions "minéralogiques" et plus passionné que jamais sur la minéralogie martienne et son impact sur les performances de systèmes SAR orbitaux.

J'adresse également mes sincères remerciements à mes rapporteurs Pr. Paul Combes et Pr. Jean-Paul Parneix pour leurs lectures attentives et détaillées qui ont contribué à enrichir le contenu du présent manuscrit. Un grand merci aussi à Patrick Pinet, planétologue à l'OMP pour son "Bienvenu au club!" et avec qui j'aurais aimé discuter plus longuement de l'exploration martienne. Encore merci à chacun des membres du jury, car je suis fier aujourd'hui de pouvoir m'enorgueillir du grade de Docteur de l'Université Paul Sabatier/Toulouse 3, en Télédétection Radar et Planétologie (j'ai remarqué par la suite que personne ne retenait la spécialité. C'est très dur à dire "télédétection" alors à quoi bon insister!).

Concernant mon travail au quotidien, je n'aurais évidemment pû atteindre les sommets dans l'art du SAR polarimétrique sans les conseils avisés et le travail de défrichage de notre cher Dr. Thomas August-Bernex. Merci Thomas de m'avoir initié aux joies de la FDTD et du traitement de données SAR. Merci de ta disponibilité, toi qui arrivais sur la fin de ta thèse. Tu avais d'autres chats à fouetter mais tu as toujours fait preuve de patience, de qualités pédagogiques et de bonne humeur même quand j'arrivais à l'improviste dans le bureau-des-esclaves. Sans compter les vidéos "Wazaaahhhh!" pour faire passer la pilule d'une commande IDL hasardeuse. Et sans oublier notre incroyable Dr. Essam-tu-verras-mon-ami! Heggy. Un passionné de Mars-la-planète-et-barre-chocolatée (et de Pepsi!). Après m'avoir dispensé de grandes réflexions métaphysiques sur les relations homme-femme et avoir partagé cet incroyable repas de l'amitié, j'entends par là un sachet de PopCorn-made-in-US aussi plat qu'une feuille de papier avant le micro-ondes! Sacré Essam! Merci pour ton aide sur les aspects "martiens" de ma thèse, pour ton soutien pendant les débuts difficiles de la thèse où j'avais "au radar". Tu avais toujours les mots (trop parfois!) pour motiver. Merci aussi de ton hospitalité à Houston et de m'avoir

fait découvrir les joies du Texas. On se serait cru les maîtres-de-l'Univers l'espace d'un instant. Mais c'était avant l'ouragan bien entendu....

Bien d'autres personnes m'ont aidé et soutenu durant ces années de dur labeur, que ce soit sur le plan professionnel, amical ou sentimental. Les quelques lignes qui vont suivre sont destinées à les en remercier. Et que celles que j'oublie ne m'en tiennent pas rigueur.

Du côté du staff technique, j'adresse un grand merci à Jean-Pierre Busset. "Grand planétologue" spécialisé en HP, Linux, Unix et grand adorateur des PC. Plus spécifiquement, tes grands coups de gueule me manqueront ainsi que tes "aloses-party", tes grands discours gastronomiques, politiques, 4×4-uesques et tes conseils de navigation. D'ailleurs "Tu sors ton bateau ce week-end?", et n'oublies pas d'installer un système d'exploitation Linux pour faciliter la navigation dans les passes du bassin (là ça va hurler!). Et merci aussi à Sylvie, Nadège et Marie-Claire. Un grand merci également à nos irremplaçables expertes administratives Cécile et Annick, toujours de bonne humeur, souriantes, et d'une aide sans faille. Toutes nos missions paraissaient si simples avec vous.

Du côté du staff "planéto", je tiens à remercier chaleureusement chacun des membres de l'équipe parce qu'ils le valent bien : Philippe (encore une fois!), Françoise, Sylvia, Jean-Paul (re-encore une fois!), Bertrand (re-re-encore une fois!), Jean-Marie (re-re-re-encore une fois!), Jean-Maurice. Un grand merci à Jean pour ses dépannages en matière de programmation et sa culture générale qui dépasse l'entendement! Un grand merci également à Michou-Oh!-c'est-pas-fini-ce-bordel!, par ta bonne humeur, tes réactions étranges (et parfois inquiétantes!) et tes anecdotes, tu as mis une ambiance au "1^{er} étage Bouguer" dans laquelle il était plus qu'agréable de travailler. Merci également pour tous les conseils que tu m'as donné qu'en j'étais encore sur les bancs des amphis! Ton aide et ton soutien m'auront été précieux et auront largement contribué au succès de cette thèse. Je remercie aussi les nouveaux arrivants de l'équipe Aurélie et Thibault, je vous souhaite une brillante thèse. Vous êtes dans une équipe de Winners! Tout ira bien! Bien sûr, j'en oublie "un" mais, je ne peux pas le mettre dans l'équipe de Winners.....c'est surtout parce qu'il aura droit à une spéciale dédicace par la suite.

Je me dois de remercier également tous les ancien(ne)s doctorant(e)s qui m'ont accueilli chaleureusement et m'ont donné goût à l'Observatoire, quand je débarquais fraîchement de la fac. Je veux parler de Valentine Wakelam-Selsis (et oui, on peut faire sa vie à l'Obs!) qui a donné comme une odeur de soufre à la chimie interstellaire (mais là, bizarrement, c'est pas désagréable!), Laetitia-la-bretonne Maison notre Historienne des Sciences, Jean-Luc-bottes-de-cuir Ollivier, Franck-Deep-Purple Selsis, Thomas et Essam toujours, Olivier "La Vallej" le pro du L^AT_EX et de l'astro-photographie, Nicorambix-chaos, Sébastien-Bubble-Blower "Rodrigech" qui m'aura énervé à la pala mais qui faisait moins le malin à Houston!, Benjamin Quertier qui a soutenu avant moi et qui maintenant doit prendre bien soin de sa petite Chloé (il comprendra), Johan Kieken le Lillois qui méritait mieux et Nico Pradel. J'adresse des remerciements particulièrement particulier à Éric-caribou-odin-libournais Dupuis, une star de l'aéronomie. Merci mille fois pour l'intérêt que tu as manifesté à l'égard de ma thèse à chaque pause café en salle Galou (5 fois par jour!), merci pour ton soutien, ton aide, ta dévotion au moment de la rédaction et tes paroles réconfortantes. Ce manuscrit te doit beaucoup. Tu es un véritable frère de thèse! Merci aussi à toi Julio-Achtung-Trouc-Zout-Tru Ignacio dé Camargo, Le Brésilien de l'Obs qui a retardé exprès son retour à "Brazil" pour assister et m'encourager jusqu'à la soutenance. Mais, je t'en

prie, arrêtes avec tes blagues nulles! Et viens à Munich, je te recevrai pour la coupe du monde 2006. Finale France-Brésil OK? Merci aussi à Willy-ozonomètre-UTLA-d'Anna et pour ces soirées d'observation organisées à la dernière minute. Je dois également un très grand Merci à mon parrain de thèse Fabrice Herpin qui n'aura pas eu grand chose à faire. Bien sûr, j'en aurais soupé de tes extraits d'articles de la libération, et bien que Fournisseur officiel de la liste "branlotins", je suis fier d'avoir eu un tel parrain, même si j'ai été un peu forcé par les événements (il comprendra!). Ton déménagement dans le "bâtiment d'en face" laisse un grand vide au "1^{er} étage Bouguer". Rejoins-nous vite en Planéto!

Je tiens aussi à adresser un grand merci à mes collègues de bureau, une ultra-spéciale dédicace au "B107". D'abord Le Marseillais Pascal-chat-botté Girard qui possède 4 "peuh-neuh" sur sa voiture, "eh Conno!". Attention, ce terme est signe d'amitié dans le Sud, c'est-à-dire ici dans la petite enclave Montpellier-Marseille-Nice. "Au-dessus c'est le Nord eh fada!". Moi qui n'aimais pas trop le foot, tu m'as appris à profiter des événements footballistiques. Pour dire, je n'avais jamais mis les pieds au stade Lescure avant ton arrivée! Sans compter les soirées match à supporter l'OM à défaut des Bordelais! Tu m'as également fait prendre conscience de l'importance et du sérieux de mes travaux comparativement aux tiens. "Moi, je fais de la vraie Astronomie, je calcule des métallicités $[Fe/H] = 0.00453243 \pm 0.02!$ ". Ça, c'est de l'incertitude à déclencher des attaques cardiaques à mes anciens profs de *RPP*, terme barbare, s'il en est, désignant les mathématiques appliquées à la Physique. De toute façon, que sont les mathématiques sinon un vulgaire outil pour la Physique!

Évidemment je ne peux pas remercier Pascal sans remercier Valérie. Ils vont de paire ces deux-là, la preuve en est un événement particulier dans un an. Un Marseillais et une Corse! Quel cocktail explosif!

And the last member of the planetology dream-team, j'ai nommé : Marc-Looser-Swiffer-Bayonnais Crapeau, le destinataire de la spéciale dédicace, le dernier de cette génération de thésards que nous sommes, issus du cursus Toulousain. On s'en rappellera de cette cohabitation Bordeaux-Toulouse et de ces journées d'inscription. Bien que tu n'aies pas eu beaucoup de chance dans ta vie, tu connais les bons plans mais n'en profites jamais! C'est toi également qui m'as fait découvrir les merveilleux jeux flash d' "Anode & Cathode", "The Mystery of Time and Space", "les Polyphonics", le "Pinguoin", etc... autant de temps perdu à se faire plaisir entre deux modélisations (raison pour laquelle on fait toujours en sorte d'avoir des modèles qui tournent 2 à 3 jours, voir même plus!) mais cela doit rester secret pour ma réputation de travailleur acharné. Ta compagnie et les produits du terroir que tu nous ramènes font aussi de toi un camarade exceptionnel, à condition bien sûr que tu te lèves plus tôt! Les après-midi foot sur le campus, les matchs de tennis tôt le matin, les matchs à Lescure entre thésards me manqueront assurément. Enfin, jamais je n'oublierai cette incroyable demi-finale du Top 16 en votre compagnie Biarritz- (où joue le cousin de Thomas soit dit en passant) Bourgoïn à laquelle nous avons assisté, après un détour du côté de Castelnaudary pour savourer un de ces Cassoulets qui font la renommée de la région avec un petit Fitou qui va bien (Merci Val!). Je doute de pouvoir en savourer à Munich, mais j'espère avoir d'autres compensations! À tous les deux, je vous souhaite bonne chance pour votre 3^{ème} année. C'est la dernière et la meilleure et je compte bien vous féliciter lorsque votre tour viendra et puis vous êtes un peu mes disciples (n'importe quoi!).

J'adresse également un remerciement général à tous les membres de l'Observatoire qui ont croisé mon chemin voir même accompagné sur ce long chemin fastidieux et semé d'embûches. En particulier, merci à Jonathan pour avoir toujours accepté de relire mes articles entre deux études de NGC 4414! Un grand merci également à Caroline (qui décidément ne trouvait jamais Pascal dans le bureau!), Christine (bien que m'ayant martyrisé avec "Midas"! en DEA), Nathalie, Patrick (qui a assisté au concert de nombreuses légendes qui nous on fait rêver étant petit et qui ne rechignait pas à nous les faire revivre autour d'une bonne Guinness), Didier, Sylvain, Stéphane "Waffle", David, Simon (un bibliothécaire comme on n'en fait plus!), Antoine et Fabrice Jegou, le marathonnier. Merci également à Erwan à qui je laisse le flambeau du Représentant Étudiant au Conseil de Laboratoire. Tu comprendras enfin le fin mot de l'histoire et l'Univers dans lequel tu gravites sans PC portable, ni restauration! Merci aussi à Pascal Camino, "le coquin" mais toujours serein. Je vous souhaite, à tous les deux, bonne chance pour votre thèse.

Au delà de l'Observatoire, j'aimerais remercier Franck, mon jumeau de thèse. Que de moments passés à philosopher sur les performances de la Kangoo (il comprendra assurément!), de tout point de vue. La forêt de Nézer, la dune du Pyla, les hauteurs des pins n'ont plus de secrets pour nous. Merci de tes mails abracadabrantiques pendant la rédaction, j'en avais bien besoin. À ton tour maintenant frangin, je te souhaite bon courage pour ta dernière ligne droite. C'est bientôt la libération! Merci également à Alice, Géraldine et Laure bien qu'arrivant trop tard ou ne passant qu'en coup de vent.

Sur un plan plus personnel, le soutien et l'amitié sans faille de Sébastien Delesse, Cédric et Aymeric Del Nibbio auront fortement contribué à rendre ces 3 années de dur labeur moins éprouvantes: "8 ans d'études pour être payé au SMIC!", merci les gars ça me touche! Mais comment en vouloir à des amis (des frères même!) de si longue date? Merci, pour ces parties de Terrasse-Ball, ces soirées navés, les anniversaires jusqu'à pas d'heure, les sorties en Zodiac, les nuits à la belle étoile dans la piscine, les parties de billard endiablées, ces premiers de l'an au "Mustang" ou à Antibes et j'en passe...Allons vers de nouvelles aventures maintenant: objectif Australie! Merci à toi aussi Ben pour ton oreille attentive, je n'ai jamais autant baigné quelqu'un avec de la théorie radar que toi je crois. Et pour cause, tu comprenais tout et tu me posais même des questions (le fou!). Pour autant tu étais toujours partant pour une bonne soirée gastronomique. Et plus récemment jusqu'à cette sortie en catamaran: "bordes plus!", "non choques!", inoubliable! Je tiens absolument à remettre ça! Tu n'es pas prêt de te débarrasser de moi. Un grand merci aussi à Marion-CPMOH, Marianne-la-pharmacienne, Caroline-la-stéphanoise-landaise, Agathe, Steph, Sonia et Philippe, les "parents Delesse" et les "parents Del Nibbio", Mathilde et Jean-François pour leurs accueils chaleureux en toute circonstance. Un spécial gigantesque Merci aussi à ma "Mimie"! Voici enfin le deuxième effet KissCool qu'on attendait tant, celui de la thèse qui s'achève (dans quelques jours pour toi) après ces "années fac" passées ensemble. Promis, comme tu l'as fait pour moi, je serai là pour t'applaudir et t'acclamer en éternel binôme que nous sommes et malgré ton penchant pour les Tétra-neutrons! Ta bonne humeur quotidienne, ton sourire, tes folies et ta joie de vivre auront aussi donné à nos années universitaires ce petit plus qui les rend si précieuses maintenant.

Je terminerai naturellement cette longue liste de remerciements par ma famille. Je tiens à remercier chaleureusement mon grand-père (qui nous a quitté trop tôt, mais je n'ai jamais trouvé oreille plus attentive à mes leçons d'astronomie, toi qui aimais tant les étoiles!)

et ma grand-mère (pour ces délicieux petits-plats berrichons, les bigarreaux accompagnés de sirop de cassis fait maison) qui, par leur proximité au radiotélescope de Nançais au fin fond de la Sologne, ont favorisé mon initiation à l'astronomie. Que de nuits passées à contempler la voûte céleste sous le ciel limpide et cristallin de Thénieux tout en apprenant les rudiments de la chasse au dahu! Merci aussi à toi Philippe (encore un!) pour ta disponibilité et ton sens de l'organisation qui m'auront bien aidé sur la fin. Merci pour tes connaissances gastronomiques berrichonnes, alsaciennes et même bordelaises. Merci pour le soutien que tu m'as témoigné depuis "tout petit déjà" et l'intérêt que tu as manifesté à mes travaux de thèse. Bien sûr nous n'avons pas la même conception de l'utilité d'un radar (il comprendra!), mais tu as fortement contribué à forger ma personnalité de "Professeur Tournesol". Attends toi aussi à me voir plus souvent en Alsace maintenant. Un grand merci aussi à mes tantes, à mes cousines et cousins et tous les autres membres de ma famille, proche et plus éloignée.

Surtout un immense merci à mes frères, soeur et belles-soeurs. Commençons par "la soeur-rette". Malgré nos nombreux différents par le passé (à mettre sur le compte de la bêtise de la jeunesse), tu m'as appris énormément (j'espère que la réciprocité est vraie!) surtout en matière de meilleurs coins de Bordeaux pour les sorties (mais chut! tout le monde pense que tu es sérieuse!). Un Immense Merci à "Warrennouninet", pour tes conseils judicieux et ton expérience. Tu as pris le risque de me montrer tout ce qu'il ne fallait pas faire, et regarde, ça a marché! (enfin peut-être pas si bien que ça!). J'ai passé de merveilleuses années en "chambre U" avec toi. C'est à toi que je dois cette vie estudiantine si réussie. Merci pour ces cartes postales de Martinique, d'Équateur, du Honduras que tu m'envoyais pendant ton service de ce magnifique Aviso Jean Moulin... et qui me faisaient saliver devant des paysages paradisiaques révélant des plages de sable blanc parsemées de "cocotiers à hamac" laissant entrevoir, ça et là, un Soleil orangé et de grandes étendues d'eau turquoise (on s'y croirait hein?).... le tout à Bordeaux en plein Hiver par un temps maussade (ça casse l'ambiance hein!). Un Immense Merci à toi Jean-Sébastien, le talentueux musicien de la maison (je vibre toujours autant quand je t'écoute jouer du piano), pour m'avoir toujours écouté et motivé. Tu croyais en moi et je suis fier aujourd'hui de pouvoir honorer ta confiance. En bon universitaire que je suis, je dois reconnaître que je n'ai pas suivi tes conseils pour intégrer une école d'"ingé". Malgré tout, tu as toujours su m'apporter du réconfort et je ressortais de nos trop courtes discussions toujours plus motivé. Je suis fier d'avoir bénéficié de ton expérience d'ingénieur, tu m'as appris énormément et je souhaite pouvoir te faire partager le bénéfice de tout ce que tu m'as apporté. Enfin, Un Immense Merci à mon frangibus Ludovic "l'Olibrius", pour toutes les discussions passionnées sur la plongée (niveau 2 prévu pour l'été prochain, pour l'instant je vais me mettre à la stab!), les avions, le judo, la moto et j'en passe... Merci pour ces "arsouilles" même si je sais que tu n'attaquais pas [*Bar2 et Fane*, 2003]. Merci pour tes accueils chaleureux à Saumur, Verdun, Orléans. Je crois pouvoir affirmer qu'il y en aura bien d'autres. Merci pour toutes les BD que tu m'as fait découvrir et qui m'ont permis de m'aérer l'esprit entre deux articles. Merci de tes connaissances en Physique qui m'ont incité à te seriner les vertues du SAR polarimétrique. Et dommage pour tes petits poissons (mandarin, vanille-fraise, salaria, poissons-clowns et autre chirurgien), je les aimais bien (gnarf gnarf gnarf!). Mes chers frangins, je suis heureux d'avoir pu bénéficier de vos exemples d'ainés. Voyez ce à quoi vous avez contribué (c'est pas glorieux!). Et merci à Dévika (travaille ton français),

Anne (travaille ton anglais), mes nièces et neveu : Camille et Antoine, et plus récemment Margaux (qui a trouvé le moyen de naître le jour de ma conf à Houston!) pour les joies que vous m'avez apportées, c'est un réel plaisir de saboter l'éducation de vos parents.

Ma toute dernière pensée sera naturellement pour ma mère et mon père (parti beaucoup trop tôt également). Pour l'éducation et la fierté que vous avez données à vos enfants, les valeurs que vous nous avez enseignées, je vous serais, à tous deux, éternellement reconnaissant. Pour avoir fait passer notre réussite et notre bonheur avant votre bonheur personnel, pour tous les sacrifices que vous avez réalisés, pour avoir assuré notre bien être en nous épargnant le poids des difficultés, pour avoir fait en sorte que nous ne manquions de rien, pour nous avoir soutenu à bout de bras pendant nos périodes de doute et d'errance et avoir toujours répondu à nos appels. Pour tout cela, je vous adresse mon amour le plus profond. Sans vous les pages qui suivent ne seraient pas!

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Remerciements	v
1 Introduction	1
2 Principe de l'imagerie radar à synthèse d'ouverture	5
2.1 Radar à visée latérale ou SLAR	6
2.1.1 Résolution en distance δ_r	7
2.1.2 Principe de la compression d'impulsion	8
2.2 La synthèse d'ouverture	9
2.2.1 Résolution en azimut δ_{az}	9
2.2.2 Synthèse d'ouverture ou compression du signal en azimut	9
2.2.3 Caractéristiques radiométriques des images SAR	12
2.3 Influence des paramètres naturels sur la rétrodiffusion	16
2.3.1 La pente locale	17
2.3.2 La rugosité	17
2.3.3 Les propriétés diélectriques des matériaux	21
2.3.4 Les propriétés magnétiques des matériaux	22
2.3.5 La profondeur de pénétration δ_p	23
2.4 Influence des paramètres instrumentaux sur le signal rétrodiffusé	26
2.4.1 La longueur d'onde λ	26
2.4.2 L'angle d'incidence θ	28
2.5 La polarimétrie	28
2.5.1 Décomposition sphérique d'une onde plane	28
2.5.2 Vecteur de Stokes	29
2.5.3 Vecteur de Stokes modifié	30
2.5.4 Polarisation et matrice complexe de rétrodiffusion	32
2.5.5 Coefficient de corrélation des canaux polarisés	33
2.5.6 Différence de phase des canaux polarisés	34
2.5.7 La synthèse de polarisation	34
2.5.8 Décomposition polarimétrique	36
2.5.9 Applications planétologiques de la polarimétrie radar	38

2.6	Les apports de l'interférométrie	43
3	Modélisation électromagnétique de la rétrodiffusion	47
3.1	Modèles analytiques	48
3.1.1	Modèle <i>PO</i> utilisant l'approximation de Kirchhoff	49
3.1.2	Modèle <i>GO</i> utilisant la méthode de la phase stationnaire	50
3.1.3	Modèle des petites perturbations	51
3.1.4	Modèle IEM (Integral Equation Method)	51
3.2	Modèles empiriques et semi-empiriques	53
3.2.1	Modèle Oh'92	53
3.2.2	Modèle Dubois'95	56
3.3	Rugosité des interfaces du Pyla et localisation dans le domaine de validité des modèles électromagnétiques	57
3.4	La méthode des différences finies FDTD	58
3.4.1	Les équations de Maxwell	59
3.4.2	Séparation des champs et conditions aux limites	60
3.4.3	L'algorithme de Yee	61
3.4.4	Géométrie et paramétrage	63
3.4.5	Critère de stabilité	63
3.4.6	Conditions absorbantes	64
3.5	Couplage IEM - FDTD	65
3.6	Annexes	66
3.6.1	Modèles analytiques	66
3.6.2	Modèles empiriques	70
4	Détecter l'humidité de subsurface avec la différence de phase co-polaire ϕ_{HH-VV}	73
4.1	La dune du Pyla : un laboratoire naturel idéal	74
4.2	Systèmes d'acquisition et données terrain	77
4.2.1	Système d'acquisition <i>RAMSES</i>	77
4.2.2	Données bande L et signal de phase	78
4.3	A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR	81
4.3.1	Introduction	82
4.3.2	The Pyla Dune	84
4.3.3	SAR polarimetric analysis	85
4.3.4	Semi-Empirical Model	87
4.3.5	Two-Layer IEM Model	89
4.3.6	FDTD Numerical Simulations	94
4.3.7	Conclusion	99
4.4	Effect of Multiple Scattering on the Phase Signature of Buried Wet Structures: Applications to Polarimetric L & C-Band SAR	105
4.4.1	Introduction	106
4.4.2	The Two-Layer Scattering IEM Model Combined With FDTD Simulations	107

4.4.3	Multiple Scattering Effect	111
4.4.4	Field Measurements	114
4.4.5	Parametric Analysis	117
4.4.6	Conclusion	123
4.5	Données bande P	127
5	Cartographie de la paléo-hydrologie en Mauritanie	137
5.1	Description du site d'étude	138
5.1.1	Contexte géologique régional	138
5.1.2	Localisation des zones d'intérêt	139
5.2	Données polarimétriques SIR-C/X-SAR	141
5.2.1	Description du capteur SIR-C/X-SAR	141
5.2.2	Données	142
5.2.3	Analyse radiométrique	145
5.2.4	Analyse temporelle	151
5.3	Le radar géophysique GPR	153
5.3.1	Couplage SAR/GPR	153
5.3.2	Principe de fonctionnement du GPR	153
5.3.3	Acquisition des données	156
5.3.4	Traitements des données et applications à la Mauritanie	158
5.4	Conclusion	160
6	Application à la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars	163
6.1	La problématique de l'eau	164
6.1.1	À l'échelle du système solaire	164
6.1.2	Importance de l'eau sur Mars	164
6.1.3	Contexte géologique et prospection radar	165
6.2	L'hydrologie martienne	165
6.2.1	Évidences morphologiques de la présence d'eau sur Mars	166
6.2.2	Hypothèses de formation des gullies	169
6.2.3	Cartographie de la glace d'eau par spectrométrie gamma	171
6.2.4	Éventualité de la présence d'eau liquide en surface et dans la proche subsurface de Mars	172
6.3	Modèle géoélectrique de la proche subsurface	175
6.3.1	Analyse spectroscopique et cartographie de l'hydrogène	176
6.3.2	Géométrie à 2 couches	177
6.3.3	Composition minéralogique du sol martien	178
6.3.4	Caractérisation électromagnétique	180
6.4	Modélisation de la diffusion	187
6.4.1	Modèle de diffusion IEM à 2 couches	189
6.4.2	Diffusion de volume	189
6.4.3	Détermination des performances SAR pour l'exploration de Mars	196
6.5	Synthèse des résultats et perspectives	206
7	Conclusions	209

8	Annexes : Publication <i>Journal of Geophysical Research</i>	213
8.1	Introduction	214
8.2	The Terrestrial Case: Subsurface Geology and Moisture Detection	216
8.2.1	Subsurface Geology	216
8.2.2	Moisture Detection	217
8.3	A Two-layer Geo-electrical Model for the First Meters of the Martian Sub- surface	219
8.4	IEM Modeling of the SAR Backscattering Coefficient	223
8.5	Simulation Results	225
8.5.1	Subsurface Geology	225
8.5.2	Moisture Detection	227
8.6	Conclusion	229

Table des figures

2.1	Principe de base d'un radar	6
2.2	Carte mondiale des zones arides (Source: CRU/UEA, UNEP/DEWA) . . .	6
2.3	Géométrie de prise de vue d'un SLAR	7
2.4	Puissance rayonnée et diagramme d'antenne	10
2.5	Paramètres de la synthèse d'ouverture	11
2.6	Variation de la phase et de la fréquence de l'écho radar au passage du lobe d'antenne	12
2.7	Représentation de la phase et de l'amplitude dans le plan complexe	15
2.8	Influence de la pente locale sur la rétrodiffusion	17
2.9	Ambiguïté conique	18
2.10	Diagramme de diffusion	19
2.11	Variation de la permittivité en fonction de la fréquence	23
2.12	Influence de la rugosité et de la longueur d'onde sur la forme de la réflexion	27
2.13	Décomposition sphérique d'une onde plane	29
2.14	Ellipse de polarisation	30
2.15	Sphère de Poincaré	31
2.16	Exemple d'acquisitions polarimétriques	33
2.17	Synthèse de polarisation pour une sphère conductrice	36
2.18	Imagerie radar de la surface de Vénus	43
2.19	Géométrie d'acquisition interférométrique	44
2.20	Exemple d'applications interférométriques différentielles	45
3.1	Configuration géométrique de l'approximation de Kirchhoff	48
3.2	Densité de probabilité de la différence de phase co-polaire	55
3.3	Représentation des rugosités du Pyla dans le plan $(k\sigma, kl_c)$	58
3.4	Position des composantes des champs sur la cellule de Yee	62
3.5	Simulation FDTD de la propagation d'une onde radar	64
4.1	Dissymétrie Est-Ouest de la dune du Pyla	74
4.2	Systèmes dunaires barkhane et parabolique	75
4.3	Coupe synthétique de la morphologie de la dune du Pyla	77
4.4	SAR <i>RAMSES</i> à bord d'un Transall C160	78
4.5	Acquisitions polarimétriques en bande L du Pyla (<i>RAMSES</i> , vol 610L) . .	80
4.6	Acquisitions polarimétriques en bande L du Pyla (<i>RAMSES</i> , vol 712L) et trichromie du vol 610L	80
4.7	Polarimétrie et phasimétrie sur la dune (<i>RAMSES</i> , vol 712L)	81

4.8	Aerial view of the Pyla sand dune - Arcachon (Gironde, 33)	84
4.9	Outcrops of paleosoils and cross section of the internal structure of the Pyla dune	84
4.10	Aerial photography and Ramses images of the Pyla dune	85
4.11	Φ_{HH-VV} profile of the southern part of the Pyla dune	86
4.12	The two horn antennas used during field experiment	87
4.13	<i>In situ</i> measurements of Φ_{HH-VV} and $ HH, VV $ correlation	88
4.14	Φ_{HH-VV} with respect to σ after Oh <i>et al</i>	89
4.15	Geometry of the two-layer scattering problem	90
4.16	Vectorial representation of the backscattered power	91
4.17	Φ_{HH-VV} distribution derived from the two-layer scattering model	92
4.18	Geo-electrical model of the Pyla dune as input to FDTD simulations	94
4.19	Example of backscattered signals derived from FDTD simulations	96
4.20	φ_{PHV} at the sand/paleosoil interface obtained from the FDTD simulations	98
4.21	Φ_{HH-VV} distribution derived from the two-layer scattering model combined to FDTD simulations	100
4.22	Geometry of the two-layer scattering problem	108
4.23	Total backscattered power σ_{ot} represented as the vectorial sum of the dune's surface σ_{os} and paleosoil surface σ_{op} contributions	109
4.24	Φ_{HH-VV} values derived from the IEM model with and without contributions of FDTD simulations	110
4.25	Comparisons between the single-scattering IEM model alone, the IEM model combined with FDTD simulations and the IEM model including multiple scattering term	113
4.26	Bistatic system equipped with two horn antennas during field experiment and connected network analyzer ANRITSU 37325A	114
4.27	Example of radar acquisition during field campaign	115
4.28	Φ_{HH-VV} value derived from the two-layer scattering model including multiple scattering for two incidence angles	116
4.29	Φ_{HH-VV} predictions for L-band (1.6 GHz)	118
4.30	Backscattering coefficients σ_{HH}^o and σ_{VV}^o for the two-layer IEM model with multiple scattering term for L-band	119
4.31	Backscattering coefficients σ_{HH}^o and σ_{VV}^o for the two-layer IEM model with multiple scattering term for L-band	120
4.32	Φ_{HH-VV} predictions for C-band (5.3 GHz)	121
4.33	Behavior of backscattering coefficients σ_{HH}^o and σ_{VV}^o for the two-layer IEM model with multiple scattering term for C-band	122
4.34	Φ_{HH-VV} distribution derived from the two-layer scattering model including multiple scattering for C-band (5.3 GHz)	123
4.35	Cibles diffusantes de type trièdre et dièdre pour la calibration des données	128
4.36	Structures surfaciques sculptées par le vent	129
4.37	Relevé pluviométrique de La Teste en 2003 - 2004. Source : Météo France	129
4.38	Polarimétrie sur la dune du Pyla en bande P (RAMSES, vol 608P)	131
4.39	Vue de la dune en différence de phase co-polaire (Vol 608P).	131

4.40	Histogrammes normalisés des distributions de différence de phase co-polaire sur l'océan, la dune et la forêt (Vol 608P).	132
4.41	Polarimétrie sur la dune du Pyla en bande P (RAMSES, vol 613P)	133
4.42	Vue de la dune en différence de phase co-polaire (Vol 613P).	133
4.43	Distribution de Φ_{HH-VV} pour un système SAR bande P dans le cas du Pyla	134
4.44	Coefficients de rétrodiffusion $\sigma_{pal,pp}^o(\theta)$ pour un système SAR bande P dans le cas du Pyla	135
5.1	Contexte géologique régional de la Mauritanie	139
5.2	Localisation du site d'étude dans la région d'Akjoujt (Mauritanie)	140
5.3	Description du capteur SIR-C/X-SAR (JPL/NASA)	141
5.4	Image optique ASTER de la région d'Akjoujt	143
5.5	Image optique LANDSAT7 de la région d'Akjoujt	144
5.6	Image radar X-SAR de la région d'Akjoujt	144
5.7	Image radar SIR-C de la région d'Akjoujt	145
5.8	Comparaison entre les données SIR-C, X-SAR et ASTER du site 1	146
5.9	Comparaison entre les données SIR-C, X-SAR et ASTER du site 2	147
5.10	Comparaison entre les données SIR-C, X-SAR et ASTER du site 3	148
5.11	Validation GPR de l'origine subsurfacique de la rétrodiffusion	150
5.12	Validations sur le terrain	150
5.13	Image SAR JERS-1 pour l'analyse temporelle du coefficient de rétrodiffusion	151
5.14	Distribution temporelle du coefficient de rétrodiffusion pour les images JERS-1	152
5.15	Principe de fonctionnement du GPR	154
5.16	Exemple d'acquisition GPR à 500 MHz pour le Pyla	155
5.17	Principe de formation d'un radargramme à offset constant	156
5.18	Principe de formation d'un radargramme à offset variable	157
5.19	Radagrammes bruts du dyke doléritique à 400 MHz et 900 MHz	159
5.20	Radagrammes traités du dyke doléritique à 400 MHz et 900 MHz	161
6.1	Anciens réseaux hydrographiques sur les hauts terrains cratérés du Sud (crédit NASA/JPL)	167
6.2	Vallée de débâcle Kasei Valles (crédit NASA/JPL/HRSC)	167
6.3	Couronne d'éjectas fluidisés autour du cratère martien Yuty	168
6.4	Exemples de gullies à la surface de Mars	169
6.5	Diagramme de phase de l'eau dans l'espace pression-température	170
6.6	Cartographie des mesures orbitales des neutrons épithermiques par l'instrument HEND/MO	171
6.7	Cartographie des mesures orbitales des neutrons épithermiques pour l'hémisphère Sud de Mars	172
6.8	Distribution des régions où les conditions atmosphériques favorisent la présence d'eau pure liquide en surface	173
6.9	Distribution des régions où les conditions atmosphériques favorisent la présence d'eau saline liquide en surface	174

6.10	Illustration du processus de diffusion thermique de la vapeur dans la subsurface de Mars	175
6.11	Radiations émises par une surface planétaire exposée à un flux de rayons cosmiques	177
6.12	Geométrie à 2 couches de la subsurface martienne	180
6.13	Comparaison des séries stratiformes de l'Afar à Djibouti et de Valles Marineris	181
6.14	Analyseur d'impédance HP4291A pour les mesures de permittivité	183
6.15	Cellule à pastille et cellule coaxiale ouverte	183
6.16	Diagramme d'Argand du modèle de Cole-Cole	187
6.17	Diagramme d'Argand pour une poudre de maghémite à 50 μm	188
6.18	Diagramme d'Argand pour une poudre de sidérite à 50 μm	188
6.19	Images des sites d'atterrissage des sondes Viking	190
6.20	Fraction cumulative de la couverture rocheuse pour Viking 1 et 2	192
6.21	Distribution des roches à la surface d'Ares Vallis	192
6.22	Distribution des roches aux alentours du cratère de Gusev	193
6.23	Panorama de la région de Meridiani Planum dévoilant une surface dépourvue de roches	193
6.24	Dépendance de la rétrodiffusion de volume à l'albédo	195
6.25	Dépendance de la rétrodiffusion de volume à la permittivité complexe . . .	196
6.26	Dépendance de la rétrodiffusion de volume à la profondeur optique	197
6.27	Variation de Φ_{HH-VV} en fonction de l'humidité du substratum	200
6.28	Variation de Φ_{HH-VV} en fonction de l'humidité du substratum (zoom) . .	201
6.29	Variation de σ_{S2pp}^o en fonction de l'humidité du substratum	202
6.30	Variation de Φ_{HH-VV} en fonction de l'humidité du substratum	203
6.31	Variation de Φ_{HH-VV} en fonction de l'humidité du substratum (zoom) . .	205
6.32	Variation de σ_{S2pp}^o en fonction de l'humidité du substratum	206
8.1	Landsat-ETM image (left) and JERS-1 L-band SAR image (right) of northern Sudan	217
8.2	Airborne optical and SAR mages of the southern part of the Pyla sand dune in France	218
8.3	Geometry of the two-layer geo-electrical model used to simulate the SAR response of the first meters of the Martian subsurface	220
8.4	Landscapes of the Ares Vallis and Gusev crater regions	222
8.5	DEM simulating the subsurface basaltic bedrock	225
8.6	Simulated P-band SAR images (HH polarization) for the northern hemisphere <i>favorable</i> case	226
8.7	Simulated P-band SAR images (HH polarization) for the southern hemisphere <i>unfavorable</i> case	227
8.8	Simulated co-polar phase Φ_{HH-VV} for the <i>favorable</i> case	228
8.9	Computed value for σ_{S2qp}^o for the <i>favorable</i> case	228
8.10	Simulated co-polar phase Φ_{HH-VV} for the <i>unfavorable</i> case	229
8.11	Computed value for σ_{S2qp}^o for the <i>unfavorable</i> case	230

Liste des tableaux

2.1	Spectre hyperfréquence	26
2.2	Quelques systèmes SAR aéroportés	38
2.3	Principaux systèmes SAR orbitaux	39
4.1	Caractéristiques des bandes de fréquences disponibles sur le capteur <i>RAMSES</i>	77
4.2	Caractéristiques des images RAMSES bande L acquises sur la dune	78
4.3	Caractéristiques des images RAMSES bande P acquises sur la dune	127
4.4	Statistiques météorologiques de La Teste en 2003 - 2004. Source: Météo France.	128
5.1	Caractéristiques du radar SIR-C/X-SAR (JPL/NASA)	142
5.2	Paramètres du radar SIR-C/X-SAR (JPL/NASA)	142
6.1	Composition chimique du sol martien pour les différents sites d'atterrissage	179
6.2	Caractérisation électromagnétiques d'analogues terrestres	185
8.1	Dielectric constant measured at 430 MHz for various rocks and minerals relevant for Mars	221

Chapitre 1

Introduction

Notre Terre a été le premier objectif de l'exploration spatiale. En 1957 fut inaugurée l'Année Géophysique Internationale dont le but était de conduire pour la première fois une étude globale de l'environnement terrestre. Cette date scella l'avènement de la télédétection. En toute rigueur, la télédétection est "l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci". Plus simplement, c'est la science de l'acquisition, de l'exploitation et de l'interprétation de données à distance (remote sensing). L'objectif de la télédétection est d'observer d'une manière globale, rapide et quantitative des régions étendues afin d'établir des cartographies de précision ou encore d'évaluer et de gérer les ressources naturelles (eau, bois, ressources minières et pétrolières). La télédétection spatiale constitue un outil irremplaçable dans l'aménagement du territoire, la prévention des risques naturels (incendies, inondations, surveillance des zones sismiques et volcaniques), l'étude des calottes polaires, l'océanographie et l'archéologie. En 1972, la NASA a mis sur orbite le premier satellite américain ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite, rebaptisé par la suite LANDSAT-1) dédié à la recherche et aux applications de la télédétection en agriculture, sylviculture et géologie, pour l'exploitation du territoire et la gestion des ressources en eau. Cependant, pour comprendre pleinement les mécanismes environnementaux, il est aussi nécessaire de surveiller les grandes masses océaniques qui recouvrent les 2/3 de la planète. C'est dans ce contexte qu'a été élaboré le satellite océanographique SEASAT lancé par la NASA en 1978. SEASAT était notamment doté du premier radar à ouverture synthétique (de l'anglais Synthetic Aperture Radar ou SAR) formant des images d'une résolution de 25 m, et d'un radar altimétrique mesurant la hauteur des océans avec une précision de 10 cm. Dès lors, la télédétection radar n'a pas cessé d'évoluer avec la mise en orbite de SAR de plus en plus performants. Ainsi, SEASAT fut suivi par des missions spatiales des navettes Columbia et Challenger avec les radar SIR (Shuttle Imaging Radar) : SIR-A (1981), SIR-B (1984) et SIR-C (1994). Il faudra attendre les années 1990 pour voir apparaître une nouvelle génération de SAR orbitaux avec le lancement du satellite japonais JERS-1 (Japanese Earth Resources Satellite, 1990). En 1991, l'Europe s'est dotée à son tour du satellite de télédétection européen ERS-1 (Earth Resources Satellite, ESA+Canada) comprenant entre autre un radar à synthèse d'ouverture AMI (Active Microwave Instrument) et un radar altimétrique. Ces derniers furent rejoints par RADARSAT (Canada)

et ERS-2 en 1995 et plus récemment par ENVISAT, un satellite d'observation de la Terre perfectionné de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) au développement duquel le Canada a fortement contribué.

L'imagerie optique étant difficilement utilisable dans de nombreuses circonstances (couverture nuageuse), les capteurs hyperfréquences, et plus particulièrement le radar à synthèse d'ouverture, fournissent un moyen unique d'acquérir des images de la Terre depuis l'espace. En effet, contrairement aux systèmes optiques qui utilisent une source d'illumination extérieure (énergie solaire incidente), le radar est un système actif qui illumine la scène survolée et peut donc fonctionner de jour comme de nuit. Par ailleurs, la propagation des micro-ondes est peu affectée par l'atmosphère ce qui fait du radar un système imageur "tout temps": les longueurs d'onde optiques, inférieures au micron, sont réfléchies ou dispersées partiellement (brumes) ou totalement (nuages) par les hydrométéores (pluie, neige) et plus généralement par toute particule en suspension dans l'atmosphère. La gêne occasionnée dépend de la taille des particules devant la longueur d'onde λ_0 : si les particules sont petites devant λ_0 , elles peuvent être considérées comme invisibles (diffusion de Rayleigh). Leur taille augmentant, les interactions entre les particules et les ondes sont plus fortes et perturbent plus significativement le signal (Théorie de Mie et "diffusion non-sélective").

Le principe de fonctionnement des radar repose sur l'interaction entre les ondes électromagnétiques et la matière: la diffusion des ondes électromagnétiques est fonction de la composition et de la géométrie des objets rencontrés. L'image radar ainsi formée contient une information d'amplitude et de phase relative au champ électromagnétique rétrodiffusé (partie de l'onde incidente diffusée dans la direction du radar) par chaque élément de la surface considérée. Différents paramètres physiques interviennent dans le processus de rétrodiffusion par une surface naturelle. Le rapport entre le signal émis et le signal reçu par le radar est exploité afin d'inverser l'information recueillie pour retrouver certaines caractéristiques de la scène éclairée: topographie, état de surface, rugosité, humidité, composition minéralogique, etc...

Cependant, il n'est pas évident de dériver les caractéristiques des scènes illuminées à partir des observations radar, sauf dans le cas où les objets observés sont de nature métallique ou possèdent une géométrie simple (sphère, dièdre, trièdre), ce qui limite le nombre de paramètres libres dans les modèles d'inversion. Ainsi les scènes naturelles constituent-elles les cas les plus complexes: encore plus complexe est le cas de l'étude des sous-sols où les échos des structures enfouies viennent s'ajouter à la composante surfacique. Jusqu'à présent, l'essentiel des applications de la télédétection radar concernait l'étude des surfaces terrestres et océaniques. Si aujourd'hui la télédétection radar a démontré son potentiel pour l'inversion des paramètres de surface que sont la pente (topographie), la rugosité (lithologie, profil d'humidité, végétation) et la permittivité (minéralogie, teneur en eau), elle n'en demeure pas moins un moyen unique d'accéder à une information de subsurface sous certaines conditions d'aridité.

Le problème de l'imagerie radar de subsurface est directement lié à la pénétration des ondes hyperfréquences dans les milieux arides. Ce sont les propriétés électromagnétiques (permittivité complexe et perméabilité magnétique) des matériaux géologiques les constituant qui déterminent la profondeur de pénétration. Typiquement, les performances de sondage varient de quelques mètres à quelques dizaines de mètres pour les basses fré-

quences (dans la bande 20 MHz à 2 GHz). De nombreux travaux sur le sujet démontrent que les capteurs basse fréquence possèdent des performances de pénétration applicables à la cartographie d'hétérogénéités de subsurface telles que des interfaces géologiques ou encore des structures humides. On trouve également aujourd'hui des extensions de ces applications à l'étude d'autres corps du système solaire (Mars, Titan, Vénus) par le biais d'analogues terrestres (planétologie comparée). C'est dans ce contexte de l'exploration planétaire de subsurface que s'inscrit notre travail de thèse.

La question de l'eau constitue à l'heure actuelle un enjeu majeur de notre civilisation qu'il s'agisse : (1) de la gestion des ressources naturelles en régions arides et semi-arides, (2) de la prévention des risques d'inondation par l'étude de l'infiltration des sols et de leur saturation en eau, (3) de l'évaluation de la biomasse pour le suivi du cycle du carbone à l'échelle planétaire. La présence d'eau dans les sols influençant significativement la réponse radar, l'estimation de l'humidité dans la proche subsurface (les premiers mètres) à partir de données SAR constitue l'une des applications terrestres les plus en vogue actuellement.

Les effets de l'humidité et de la rugosité des sols sur le coefficient de rétrodiffusion radar ont été intensivement étudiés et largement décrits dans la littérature ces dernières années. Cependant, très peu de travaux font référence à l'information de phase contenue dans les données radar pour remonter à la teneur en eau.

Notre démarche a consisté à exploiter des données radar issues de capteurs aéroportés (*RAMSES*) ou orbitaux (*SIR-C/X-SAR*) en parallèle à des missions terrain fournissant des informations relatives à la géométrie du problème (acquisitions *GPR*) et aux caractéristiques physiques du terrain (caractérisation électromagnétique). Ces informations servent alors de paramètres d'entrée à des modèles analytiques et numériques de diffusion dont l'objectif est de reproduire l'interaction des ondes hyperfréquences avec le sous-sol et d'aider à l'interprétation des images SAR. Ces modélisations servent également à évaluer le potentiel de l'information de phase des données polarimétriques pour l'étude des structures de subsurface et particulièrement pour la détection d'humidité dans le proche sous-sol.

Ce travail de thèse aura nécessité une collaboration entre l'équipe de Planétologie de l'OASU (Observatoire Aquitain des Sciences de l'Univers, Bordeaux), le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans) pour les acquisitions *GPR* et la mission terrain en Mauritanie, le PIOM (laboratoire de Physique des Interactions Ondes/Matières, ENSCPB, Talence) pour la caractérisation électromagnétique et l'instrumentation de la mission *Pyla 2004*, et l'ONERA (Office National d'Études et de Recherches Aéronautiques, Salon de Provence) pour les données radar. Les images radar proviennent du capteur aéroporté *RAMSES* développé par l'ONERA et la DGA (Délégation Générale pour l'Armement) et ont été calibrées au DEMR (Département Électromagnétisme et Radar, ONERA, Salon de Provence).

Le manuscrit est décomposé en 5 parties. La première présente quelques rappels théoriques sur la formation et le contenu d'une image radar. Les données utilisées étant polarimétriques, nous y détaillerons également le principe de la synthèse de polarisation et les avantages que cette technique offre quant à l'interprétation des données et l'inversion des paramètres naturels. Dans un deuxième temps, nous présenterons les principaux modèles de rétrodiffusion (analytiques, semi-empiriques et numériques) en nous attardant sur ceux retenus pour nos études. La troisième partie fait référence aux études menées sur la dune

du Pyla. Le site d'étude y sera décrit et nous détaillerons les résultats obtenus, relatifs à la signature de phase de structures humides de subsurface, ainsi que les publications afférentes. La quatrième partie relate l'application du couplage entre GPR et SAR pour la cartographie de subsurface en Mauritanie. Enfin, les applications terrestres de la phase radar seront extrapolées au cas de l'exploration de Mars pour finalement conclure sur les performances de l'outil radar pour l'exploration des sous-sols en contexte aride.

Chapitre 2

Principe de l'imagerie radar à synthèse d'ouverture

On désigne par radar imageur un système embarqué à bord d'une plate-forme aéroportée ou satellitaire et constitué d'un dispositif d'émission et de réception d'ondes électromagnétiques de longueur d'onde centimétrique à décimétrique. Dans le cas présent, l'antenne servant à la fois d'émetteur et de récepteur, le système est dit *monostatique*. Contrairement aux systèmes d'imagerie optique, le radar est un système *actif* qui illumine une bande étroite de terrain en émettant périodiquement un faisceau de micro-ondes perpendiculairement à sa trajectoire. Du fait de sa faible longueur d'onde, le signal émis est sensible à un très grand nombre de diffracteurs naturels, qu'ils affleurent ou qu'ils soient enfouis. Le signal reçu est la composante *rétrodiffusée* (cf. Figure 2.1) par la scène éclairée, qui est non seulement fonction des paramètres instrumentaux, mais également conditionnée par la nature du sol interagissant avec l'onde incidente. Dès lors, le recueil des échos consécutifs permet de générer une image bidimensionnelle de la surface observée. Les images ainsi acquises par télédétection radar sont exploitées en vue d'inverser l'information recueillie pour remonter aux caractéristiques physiques du terrain, en termes de topographie, d'état de surface, de rugosité, d'humidité ou de composition minéralogique.

Enfin, le pouvoir de pénétration du radar permet de sonder la subsurface à des profondeurs allant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres dans les sols très secs. Ce dernier point joue un rôle majeur tant au niveau de l'exploration des sous-sols terrestres que dans l'exploration de Mars où les zones arides (représentant 1/5 des terres émergées de notre planète -Figure 2.2 - et 100% de la surface de Mars) sont généralement favorables à la pénétration des ondes radar et donc à la cartographie à distance de structures internes (interfaces géologiques ou humidité).

Les images radar utilisées au cours de nos travaux étant obtenues à partir de SAR imageurs (Synthetic Aperture Radar), la formation de ce type d'image est la seule qui sera décrite par la suite. Dans ce chapitre, nous aborderons le principe de formation des images radar ainsi que les techniques de traitement du signal associées qui améliorent considérablement les performances des images en terme de résolution. Nous décrirons ensuite l'information contenue dans ces images en termes de caractéristiques radiométriques et géométriques avant d'introduire l'influence des paramètres naturels et instrumentaux sur le signal rétrodiffusé, dont la compréhension est indispensable pour une bonne interprétation des données radar.

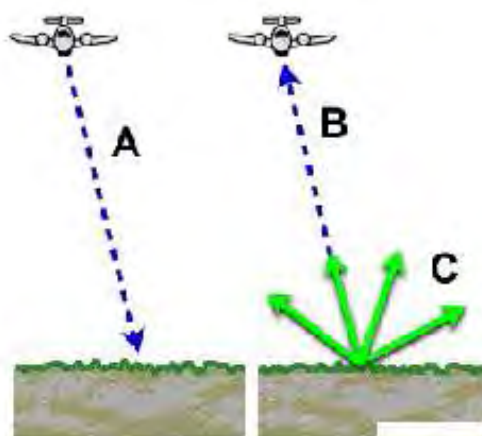


FIG. 2.1 – *Principe de base d'un radar. A : impulsion radar incidente, B : énergie rétro-diffusée (écho), C : composante diffusée par la surface.*



FIG. 2.2 – *Carte mondiale des zones arides (Source : CRU/UEA, UNEP/DEWA).*

2.1 Radar à visée latérale ou SLAR

Les premiers radar imageurs furent des radar aéroportés à visée latérale (ou SLAR de l'anglais Side-Looking Airborne Radar) développés pour des objectifs militaires de reconnaissance. D'un point de vue technique, l'antenne émet latéralement un train d'ondes hyperfréquences sur une bande étroite de terrain. Le faisceau est intercepté par la cible qui rétrodiffuse une partie du signal incident en direction de l'antenne. La géométrie de cette prise de vue est décrite en Figure 2.3. Nous appellerons *axe des distances* l'axe perpendiculaire au vecteur vitesse du satellite et *axe des azimuts* l'axe parallèle à la direction de déplacement du satellite et orienté dans le même sens. La trace au sol du lobe d'antenne décrit une bande d'observation appelée *fauchée*.

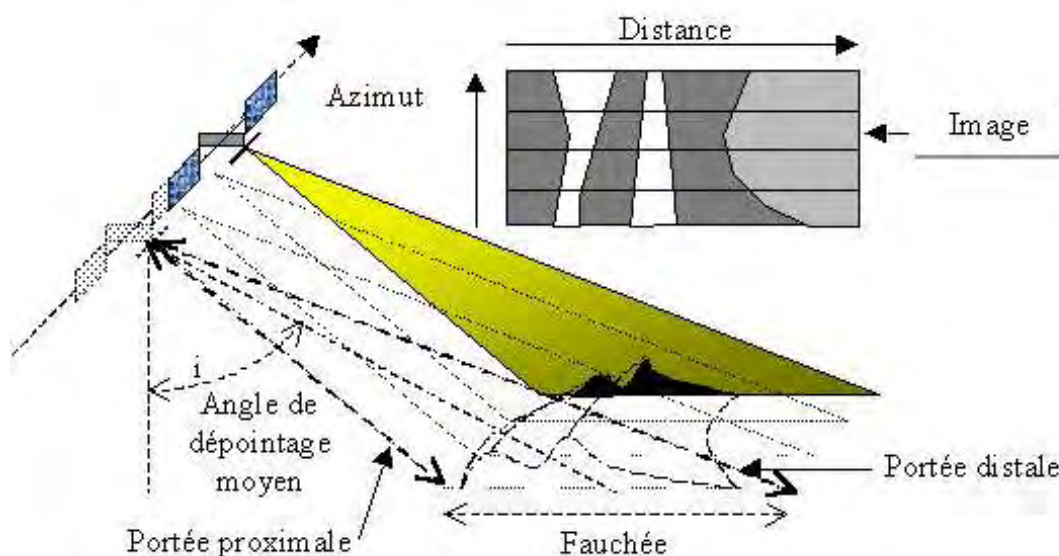


FIG. 2.3 – Géométrie de prise de vue d'un radar à ouverture latérale.

La génération d'une image radar nécessite le concours de deux mécanismes. Dans un premier temps, la première dimension de l'image est assurée par un balayage latéral. Chaque impulsion se propageant à la vitesse de la lumière selon la direction de visée du satellite (*across track*), l'écho reçu au niveau de l'antenne est discrétisé en temps, ce qui permet de générer une ligne de pixels de l'image dans la direction de l'axe des distances (ou *range*). Ainsi, les différents réflecteurs seront localisés sur cette ligne en fonction de leur éloignement (temps de propagation aller-retour). Simultanément, la scène est balayée dans le sens de déplacement du satellite (*along track*) à la fréquence d'émission des impulsions *PRF* (Pulse Frequency Rate) ce qui assure la deuxième dimension de l'image radar. On distingue alors deux types de résolutions associées aux deux dimensions de l'image. La résolution en distance (*slant range resolution*) est celle mesurée suivant la direction de visée du radar. La résolution azimutale quant à elle est celle mesurée parallèlement au vecteur de déplacement du satellite. Pour le SAR, ces résolutions sont nettement améliorées en appliquant un traitement de synthèse d'ouverture dans la direction azimutale et une méthode de compression d'impulsion dans la direction de visée.

2.1.1 Résolution en distance δ_r

La résolution en distance, notée δ_r , correspond au pouvoir de séparation suivant la direction de visée. Schématiquement, si deux objets sont espacés d'une distance inférieure à δ_r , ils ne seront pas résolus car leur onde de retour se chevauche. δ_r est donc proportionnelle à la durée de l'impulsion émise puisque deux objets illuminés simultanément ne peuvent pas être discriminés. En effet, chaque point étant éclairé pendant une durée τ

égale à la durée de l'impulsion émise, alors la résolution en distance peut s'écrire :

$$\delta_r = \frac{c\tau}{2} \quad (2.1)$$

où c est la vitesse de la lumière dans le vide et le facteur 2 provient du temps de propagation aller-retour. Une analyse rapide de l'équation 2.1 nous montre qu'une haute résolution (δ_r petit) exige une durée d'impulsion τ la plus brève possible. Cependant, en diminuant τ , on diminue également l'énergie transportée par l'impulsion ce qui pose un problème dans le cas des radar spatiaux où la portée doit être grande. En effet, la densité de puissance, qui est l'expression de l'énergie disponible en réception, est inversement proportionnelle au carré de la distance séparant l'antenne du récepteur (*i.e.* deux fois la distance antenne-cible). Par conséquent, il faut émettre une importante quantité d'énergie pour que le signal de retour soit détectable tout en diminuant la durée de l'impulsion. Les systèmes embarqués étant contraints du point de vue de l'énergie disponible, la compression d'impulsion permet de contourner ces limitations technologiques par un traitement du signal astucieux.

2.1.2 Principe de la compression d'impulsion

Afin d'améliorer la résolution en distance, on applique le procédé de compression d'impulsion qui consiste à simuler une impulsion de durée très brève tout en conservant son énergie. Pour cela, on émet un signal fortement modulé en fréquence (ou *chirp*) avec une augmentation linéaire de celle-ci sur toute la durée d'impulsion. Ainsi, deux points du terrain bien qu'illuminés simultanément ne le seront pas à la même fréquence, ce qui permet de les discriminer. Une telle impulsion se caractérise par une largeur de bande de modulation Δf de part et d'autre de la fréquence centrale d'émission f_0 . Le signal modulé peut s'écrire sous la forme :

$$f(t) = \cos\{2\pi(f_0 t + \alpha t^2)\} \quad (2.2)$$

où α est le facteur de modulation :

$$\alpha = \frac{\tau \Delta f}{2} \quad (2.3)$$

Le signal reçu à chaque échantillonnage temporel est alors corrélé avec un signal de référence qui est la réplique du signal émis, décalée dans le temps par une ligne dispersive qui introduit un retard de t pour la fréquence la plus élevée et $t + \tau$ pour la plus basse ([Elachi, 1988]). Le pic d'autocorrélation qui indique une similitude maximale entre la réplique et l'écho, est atteint pour une translation temporelle de t_0 correspondant exactement à la durée de propagation aller-retour. La résolution en distance est alors déterminée par la largeur du pic d'autocorrélation à $-3dB$ qui est inversement proportionnelle à la largeur de bande Δf :

$$\delta_r \propto \frac{1}{\Delta f} \quad (2.4)$$

Dans le cas du radar du satellite *ERS-1*, la résolution en distance passe avec ce procédé de 14 km à 26 m.

2.2 La synthèse d'ouverture

2.2.1 Résolution en azimuth δ_{az}

Le but de la synthèse d'ouverture est d'atteindre une résolution en azimuth comparable à celle obtenue en distance. En l'absence du procédé de synthèse d'ouverture, la résolution azimuthale δ_{az} (le long de la trajectoire) est déterminée par la largeur du faisceau en contact avec le sol (cf. Figure 2.4). δ_{az} est proportionnelle à l'ouverture angulaire du lobe d'antenne à $3dB$ notée β et qui peut être approchée par la formule :

$$\beta \approx \frac{\lambda}{L_a} \quad (2.5)$$

où λ est la longueur d'onde radar et L_a la dimension de l'antenne dans le sens de la trajectoire. La couverture azimuthale au sol de l'antenne pour une distance satellite-sol R peut donc s'exprimer par :

$$\delta_{az} = \beta \cdot R = \frac{\lambda R}{L_a} \quad (2.6)$$

Une haute résolution (δ_{az} petit) exige une antenne la plus longue possible. Les premiers radar aéroportés utilisaient une antenne de plusieurs mètres pour une longueur d'onde centimétrique permettant d'obtenir une résolution acceptable. Typiquement, en l'absence de traitement, les caractéristiques de l'instrument radar *AMI* ($f_0=5.3$ GHz, altitude = 833 km) à bord du satellite *ERS-1*, conduiraient à une résolution azimuthale de 4.7 km. Une résolution décimétrique nécessiterait une antenne de plusieurs kilomètres de long. Cette solution n'étant pas physiquement envisageable, la technique de synthèse d'ouverture permet de simuler une antenne virtuelle plus grande et donc de disposer d'une résolution azimuthale plus fine.

2.2.2 Synthèse d'ouverture ou compression du signal en azimuth

Le principe de la synthèse d'ouverture trouve son origine dans l'effet Doppler-Fizeau résultant de la variation de la distance antenne-cible au cours de la traversée de la cible dans le lobe d'antenne. Cet effet est dû au fait que les ondes émises par une source en mouvement sont comprimées dans le sens de déplacement et étirées dans le sens opposé. Tout point de la surface illuminée se trouvant successivement en avant, à la hauteur et enfin derrière le lobe d'antenne du radar, sa fréquence Doppler, définie comme l'écart de la fréquence de l'écho à la porteuse f_0 , sera respectivement positive, nulle et négative. Schématiquement (cf. Figure 2.5), le radar se déplaçant à la vitesse v illumine une cible ponctuelle située à une distance d (distance antenne-cible) variable dans le temps, telle que :

$$d(t) = \sqrt{d_0^2 + (vt)^2} \quad (2.7)$$

où d_0 correspond à la distance minimale radar-cible obtenue à l'instant t_0 , c'est-à-dire lorsque le réflecteur se trouve à la normale de l'antenne (au centre du lobe). En faisant l'hypothèse que la distance $vt \ll d_0$, un développement limité au premier ordre en d_0 de

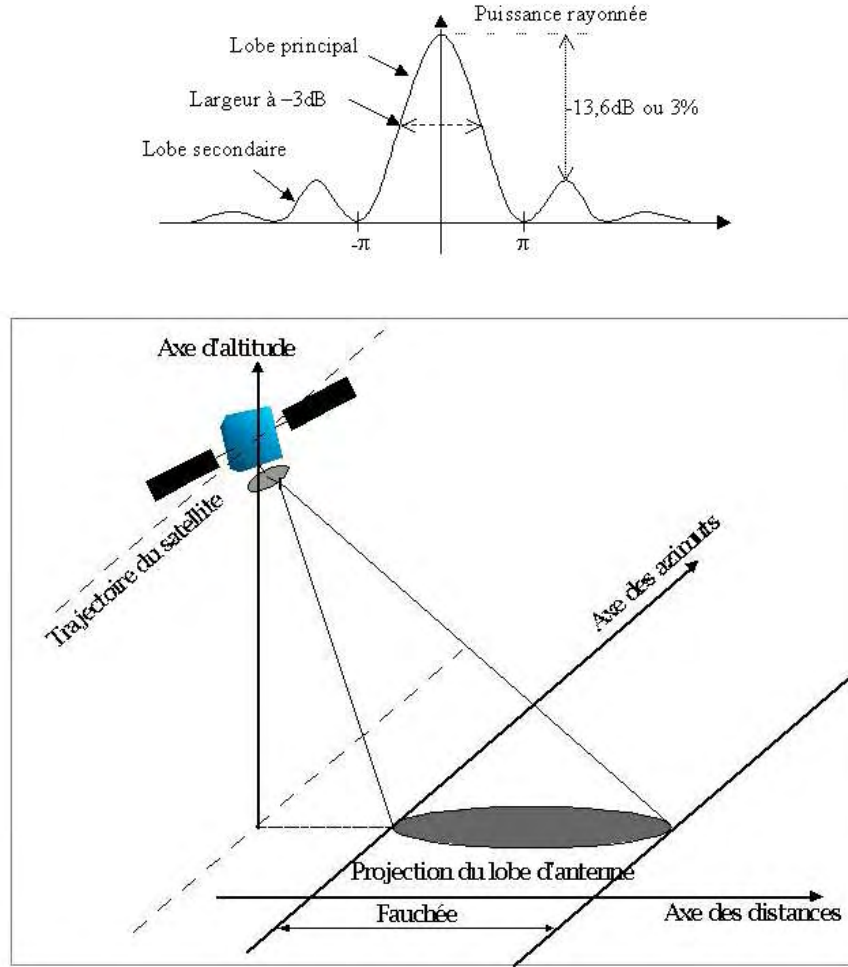


FIG. 2.4 – *En haut : Exemple de puissance rayonnée par une antenne radar. En bas : Projection du diagramme d'antenne au sol.*

$d(t)$ conduit à l'expression suivante :

$$d(t) \approx d_0 + \frac{(vt)^2}{2d_0} \quad (2.8)$$

Si l'on suppose maintenant que la distance $d(t)$ est quasi constante pendant le trajet aller-retour de l'onde, alors le temps mis par l'onde pour faire le trajet vaut $T = 2\frac{d(t)}{c}$. La différence de phase étant proportionnelle à la distance parcourue, l'onde reçue a donc pour phase instantanée ϕ_i , la phase de l'onde émise retardée de T .

$$\phi_i = 2\pi \cdot f_0(t - T) = 2\pi \cdot f_0\left(t - \frac{2d_0}{c} + \frac{(vt)^2}{c \cdot d_0}\right) \quad (2.9)$$

La fréquence instantanée est liée à la variation de la phase instantanée au cours du temps. Elle s'écrit :

$$f_i = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{d\phi_i(t)}{dt} = f_0\left(1 - \frac{2v^2t}{c \cdot d_0}\right) \quad (2.10)$$

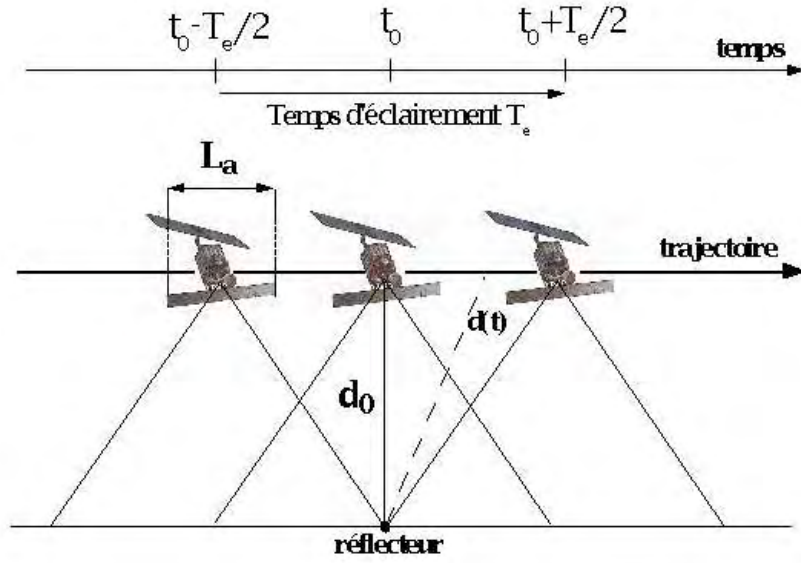


FIG. 2.5 – Paramètres pris en compte pour la synthèse d'ouverture.

La fréquence Doppler est définie comme étant la différence entre la fréquence reçue et la fréquence émise et correspond à la fréquence instantanée du signal au centre du faisceau. Elle résulte de la vitesse radiale de l'antenne par rapport à la cible et s'exprime :

$$f_D = f_i - f_0 = -\frac{2v^2t}{c.d_0}f_0 = -\frac{2v^2t}{\lambda.d_0} \quad (2.11)$$

Comme la résolution en distance, la résolution en azimuth dépend de la largeur de bande Doppler B qui est proportionnelle à la période totale d'éclairement de la cible T_e . Le plus grand décalage Doppler est obtenu pour $t = -T_e/2$, soit :

$$f_{D_{max}} = \frac{v^2T_e}{\lambda.d_0} \quad (2.12)$$

où la durée d'éclairement T_e est fixée par la largeur du faisceau à son contact avec le sol. Cette durée correspond à un déplacement du capteur $D = v.T_e = d_0\beta$ et conduit à une bande Doppler B égale à :

$$B = 2.f_{D_{max}} = 2 \cdot \frac{v\beta}{\lambda} \quad (2.13)$$

En utilisant la relation 2.5, on obtient :

$$B = 2 \cdot \frac{v}{L_a} \quad (2.14)$$

La compression d'impulsion peut être appliquée à ce signal qui se trouve modulé linéairement en fréquence (cf. Figure 2.6) afin de séparer les échos issus des différents réflecteurs. La largeur de bande Doppler correspond alors à une résolution temporelle azimuthale τ_{az} telle que :

$$\tau_{az} = \frac{1}{B} = \frac{L_a}{2v} \quad (2.15)$$

On en déduit finalement la résolution azimutale δ_{az} d'un radar à synthèse d'ouverture :

$$\delta_{az} = \tau_{az} \cdot v = \frac{L_a}{2} \quad (2.16)$$

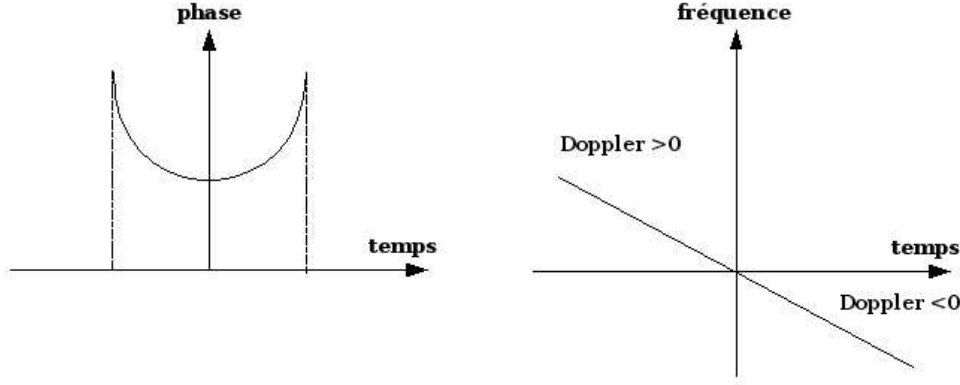


FIG. 2.6 – Variation de la phase et de la fréquence de l'écho d'une cible au sol en fonction de son temps de passage dans le lobe d'antenne SAR.

L'équation 2.16 montre que la résolution azimutale est indépendante de la distance d'observation et des paramètres d'illumination. Elle est uniquement fonction de la taille de l'antenne. En effet, par l'utilisation de l'effet Doppler au travers de la synthèse d'ouverture, l'impact de la dimension de l'émetteur sur la résolution azimutale est inversé par rapport à une antenne classique : plus l'antenne est petite, meilleure est la résolution. Ainsi, non seulement la synthèse d'ouverture permet de simuler une antenne virtuelle de très grande taille (antenne synthétique), mais de plus, la taille physique de l'antenne doit être la plus petite possible contrairement au SLAR. En pratique cependant, le dimensionnement de l'antenne est conditionné par d'autres contraintes techniques (puissance émise, échantillonnage en azimut, rapport signal-sur-bruit...) qui imposent une taille minimale pour l'antenne.

2.2.3 Caractéristiques radiométriques des images SAR

Après les traitements effectués pour l'amélioration des résolutions radiale et azimutale, le résultat final est une image numérique se présentant sous la forme d'une matrice à deux dimensions. Les plus petites entités d'échantillonnage de cette image sont appelées *pixels* et contiennent toute l'information d'amplitude et de phase du signal rétrodiffusé enregistré par le radar (radiométrie complexe). La radiométrie, ou mesure d'une énergie rayonnée, dépendant à la fois des caractéristiques de l'onde incidente (longueur d'onde, polarisation, angle d'incidence) et de celles de la surface (pente, rugosité, humidité), l'interprétation de ce type d'image réside dans l'extraction de la seule information de surface à partir de la radiométrie compte tenu de la connaissance *a priori* des principaux paramètres instrumentaux. Pour ce faire, la relation entre la radiométrie et les propriétés du

terrain peut être décrite par l'équation radar qui relie la puissance rayonnée à la puissance émise ([Ulabay et al., 1982]).

Équation radar et coefficient de rétrodiffusion σ

La relation fondamentale entre les caractéristiques du radar, de la cible et du signal reçu est appelée *équation radar*. Le SAR étant un système actif, il peut être considéré comme une antenne de surface S_a émettant dans tout l'espace une puissance $P_e G$ (où P_e est la puissance fournie par l'émetteur et G le gain de l'antenne dans une direction donnée). La puissance émise par unité de surface à la distance R s'écrit alors :

$$P = \frac{P_e G}{4\pi R^2} \quad (2.17)$$

Un objet de surface apparente S_o reçoit donc la puissance :

$$P_{recue} = P S_o = P_e G \frac{S_o}{4\pi R^2} \quad (2.18)$$

Dispersant la puissance reçue, l'objet illuminé se comporte à son tour comme une antenne caractérisée par un gain G_o dans la direction de l'onde incidente. Il réémet dans cette direction :

$$P_{reemise} = P_{recue} \times G_o (1 - f_a) \quad (2.19)$$

où f_a est un facteur d'absorption compris entre 0 (cas d'un corps totalement réfléchissant) et 1 (cas d'un corps totalement absorbant).

La puissance reçue au niveau de l'antenne radar après un aller-retour s'écrit donc

$$P_r = P_e G \frac{S_o}{4\pi R^2} G_o (1 - f_a) \frac{S_a}{4\pi R^2} \quad (2.20)$$

La surface de l'antenne pouvant être reliée à son gain et à son efficacité η par la relation

$$S_a = \frac{G \eta \lambda^2}{4\pi} \quad (2.21)$$

on obtient finalement [Polidori, 1997]:

$$P_r = \frac{P_e G^2 \eta \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma \quad (2.22)$$

où $\sigma = S_o G_o (1 - f_a)$ regroupe tous les facteurs caractéristiques de l'objet éclairé, les autres représentant les caractéristiques instrumentales d'émission-réception. Le facteur σ est aussi appelé *Section Efficace de Rétrodiffusion* (SER) et caractérise la surface observée : il s'agit de son aire apparente (vue depuis l'antenne) pondérée par sa réflectivité dans la direction de l'antenne et exprimée en $dB.m^2$.

La relation 2.22 est valable sur une cible ponctuelle. Dans le cas de surfaces étendues composées d'une multitude de diffuseurs élémentaires, cette relation peut être généralisée

en définissant la puissance élémentaire dP_r diffusée par une cible de section efficace de rétrodiffusion $d\sigma$

$$dP_r = \frac{P_e G^2 \eta \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} d\sigma \quad (2.23)$$

Pour les cibles étendues homogènes (sols, eau, végétation) dont la réflectivité n'a de sens qu'en moyenne surfacique, il est plus commode de normaliser la section efficace radar σ en la divisant par l'aire de la cellule de résolution ($\delta_r \delta_{az}$). On obtient ainsi une grandeur adimensionnelle appelée section efficace de diffusion radar par unité de surface dS ou *coefficient de rétrodiffusion* noté σ^o .

$$dP_r = \sigma^o \iint_S P_e \frac{G^2 \eta \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} dS \quad (2.24)$$

Au sens physique du terme, le coefficient σ^o représente l'amplitude du signal reçu au niveau du capteur après sa rétrodiffusion par le terrain. Il dépend non seulement de paramètres techniques liés au capteur (fréquence, polarisation, angle d'incidence) mais également de paramètres liés à la surface elle-même (rugosité à l'échelle de la longueur d'onde, propriétés géométriques et diélectriques de la surface observée).

Le coefficient de rétrodiffusion peut également être exprimé en fonction des champs électromagnétiques. En notant E^s le champ électrique diffusé par la surface dans la direction d'observation, le coefficient de rétrodiffusion dans une direction donnée est le rapport entre la puissance totale diffusée dans toutes les directions par un champ isotrope égal à E^s , et la puissance incidente totale sur l'aire illuminée :

$$\sigma^o = \frac{4\pi R^2 \langle |E^s|^2 \rangle}{A |E^o|^2} \quad (2.25)$$

où A est l'aire de la surface illuminée, E^o l'amplitude du champ incident, R la distance entre le point d'observation et le centre de la surface observée et $\langle \rangle$ définit l'opérateur moyenne. Notons que l'on utilise les propriétés d'ergodicité et de stationnarité de la surface pour calculer cette moyenne d'ensemble, c'est donc ici que s'introduisent les propriétés statistiques de la surface.

Le coefficient de rétrodiffusion dépendant des polarisations en émission et réception, lorsque l'onde incidente est polarisée dans la direction \hat{p} et que l'on observe la polarisation de l'onde diffusée dans la direction \hat{q} , le coefficient de rétrodiffusion σ_{pq}^o s'écrit :

$$\sigma_{pq}^o = \frac{4\pi R^2 \langle |\vec{E}_{\hat{p}}^s \cdot \hat{q}|^2 \rangle}{A |E^o|^2} = \frac{4\pi R^2 \langle |E_{pq}^s|^2 \rangle}{A |E^o|^2} \quad (2.26)$$

D'après la définition du coefficient de rétrodiffusion, la modélisation électromagnétique consiste donc à calculer le terme de puissance $\langle |E_{pq}^s|^2 \rangle$ du champ diffusé. Enfin, le terme σ^o étant une grandeur complexe et la définition 2.26 ne donnant que son module, nous verrons au paragraphe 2.5.4 que l'on peut définir la phase du coefficient de rétrodiffusion en introduisant la matrice complexe de diffusion [S].

La phase

En plus de l'amplitude précédemment mentionnée, la deuxième grandeur physique présente dans le signal complexe d'une onde radar est la phase. En effet, l'onde électromagnétique émise par l'antenne radar est caractérisée par sa direction de propagation, son amplitude, sa fréquence $f=c/\lambda$ (λ étant la longueur d'onde), sa polarisation (horizontale H ou verticale V) et sa phase φ . Partant d'une description analytique des ondes radar, si la cible se trouve à une distance suffisamment grande de l'émetteur (cas des radar orbitaux ou aéroportés) et si cette distance est très grande devant les dimensions de la cible, alors l'onde émise peut être assimilée au niveau de celle-ci à une onde ayant localement la structure d'une onde plane dont le champ s'exprime :

$$|\vec{E}(\vec{r}, t)| = E(\vec{r}).\exp(j2\pi ft).\vec{a} \quad (2.27)$$

avec \vec{a} le vecteur unitaire de polarisation et E l'amplitude complexe de l'onde pouvant être décomposée :

$$E(\vec{r}) = A(\vec{r}).\exp(j\varphi) \quad (2.28)$$

où A représente l'amplitude et φ la phase.

En télédétection radar, à chaque pixel d'une image sont associées les valeurs en phase I et quadrature de phase Q de l'amplitude complexe E . La notation complexe de l'onde rétrodiffusée (cf Figure 2.7) permet alors d'obtenir son amplitude et sa phase.

$$E = A.\exp(j\varphi) = I + jQ \quad (2.29)$$

avec $A = \sqrt{I^2 + Q^2}$ et $\varphi = \text{Arctan}(\frac{I}{Q})$.

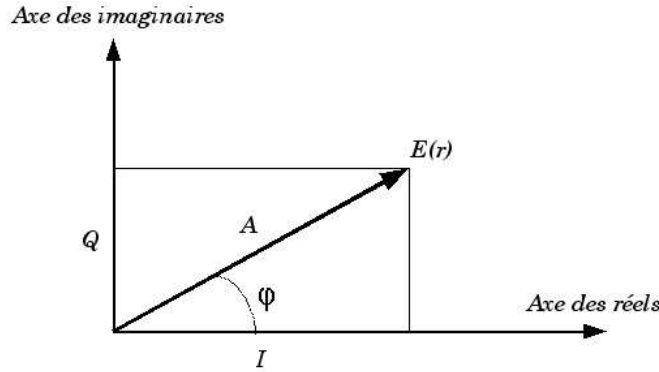


FIG. 2.7 – Représentation de la phase et de l'amplitude dans le plan complexe.

Bien que l'information qu'elle contienne soit extrêmement riche, la phase mesurée φ est difficilement interprétable car elle représente la somme de deux contributions distinctes : φ_{cible} liée aux paramètres intrinsèques de la cible et φ_{trajet} due au trajet aller-retour satellite-cible et telles que :

$$\varphi = \varphi_{cible} + \varphi_{trajet} \quad (2.30)$$

le terme φ_{trajet} est purement déterministe puisque représentant le temps de trajet aller-retour entre l'antenne et la cible et sa valeur pour une onde radar de longueur d'onde λ

sera $\varphi_{\text{trajet}} = \frac{4\pi R}{\lambda}$.

Concernant le déphasage intrinsèque de la cible, celui-ci est plus difficile à appréhender car il dépend non seulement des propriétés géométriques et électriques de la surface illuminée (réflexions surfaciques et/ou volumiques, réflexions simples et/ou multiples, taux d'humidité), mais également de la répartition spatiale des réflecteurs élémentaires à l'intérieur d'une cellule de résolution.

Différentes techniques ont été développées ces dernières années pour permettre l'interprétation de chacune des composantes contenues dans la valeur de phase. Parmi elles, on retiendra la *phasimétrie* qui consiste à éliminer le terme lié au trajet afin d'exploiter la variation de phase entre deux images notamment pour suivre le développement de cultures agricoles [Wegmüller et Werner, 1995]. Sur le même principe, la *polarimétrie* rend possible l'exploitation de l'information de phase en calculant la corrélation complexe entre deux images acquises dans des configurations polarimétriques différentes [van Zyl et al., 1987; Zebker et van Zyl, 1991; Mougin et al., 1999; Wegmüller et Werner, 1995].

Hormis pour l'étude des couverts végétaux, peu de travaux ont utilisé l'information de phase pour la détection de l'humidité des sols nus. Quelques études expérimentales ont démontré le potentiel de l'analyse polarimétrique de données SAR dans l'étude de différence de phase induite par des variations du taux d'humidité des sols. Cependant, ces études concernent pour la plupart des mesures radar effectuées en laboratoire sur des échantillons de sols dont le taux d'humidité est artificiellement contrôlé [Nesti et al., 1998; Oh et al., 1993; Okamura et Zhang, 2000; Zhang et Okamura, 1999]. Aucun résultat probant n'a été obtenu dans le cas d'acquisitions radar concernant des sites naturels. Ce point constitue l'articulation centrale du présent travail de thèse et nous montrerons au cours des chapitres suivants dans quelle mesure l'humidité des sols affecte la rétrodiffusion radar en terme de différence de phase entre les modes co-polaires *HH* et *VV* à partir de l'analyse polarimétrique d'images SAR acquises sur la dune du Pyla en 1998 en bande L (1.6 GHz). Nous proposerons un modèle analytique de rétrodiffusion détaillé au chapitre suivant, permettant de reproduire le phénomène observé et d'en comprendre l'origine.

2.3 Influence des paramètres naturels sur la rétrodiffusion

Nous avons vu au chapitre précédent que la formation géométrique d'une image radar met en jeu une succession de pixels, chacun étant affecté d'une valeur complexe dont le module détermine l'intensité du champ rétrodiffusé par la surface et dont l'argument définit la phase de celui-ci. Typiquement, en télédétection hyperfréquence active, l'analyse de ce signal complexe fournit des renseignements sur les paramètres physiques du sol. Dans le domaine des longueurs d'onde centimétriques à décimétriques, l'intensité de l'onde radar et sa rétrodiffusion dépendent respectivement (1) de la pente locale, (2) de la rugosité de la surface (réflexion spéculaire ou diffusion de Bragg) et (3) des propriétés électromagnétiques du milieu diffuseur (permittivité ϵ , perméabilité μ) surtout liées à la présence d'eau dans le sol. Pour une bonne interprétation des données des images radar à synthèse d'ouverture (identification et caractérisation de zones d'intérêt à distance), la

compréhension des phénomènes d'interaction du signal radar avec ces variables s'avère indispensable [Bonn et Rochon, 1992].

2.3.1 La pente locale

Le comportement (réflexion, pénétration) d'une onde radar sur une surface dépend en premier lieu de la pente du terrain. L'angle d'incidence étant défini comme l'angle entre la direction de visée et la normale à la surface, l'orientation du terrain par rapport au rayonnement incident altère la puissance rétrodiffusée : un changement de pente produit un changement d'intensité [Bonn et Rochon, 1992]. Schématiquement (Figure 2.8), une incidence normale à la pente occasionne une réflexion spéculaire qui renvoie un maximum d'énergie dans la direction de visée alors qu'à incidence rasante, l'énergie incidente est majoritairement réfléchie dans la direction opposée au capteur. Dans ce cas, seuls les phénomènes diffusifs (rugosité, humidité) permettent une rétrodiffusion du signal mais cependant plus faible.

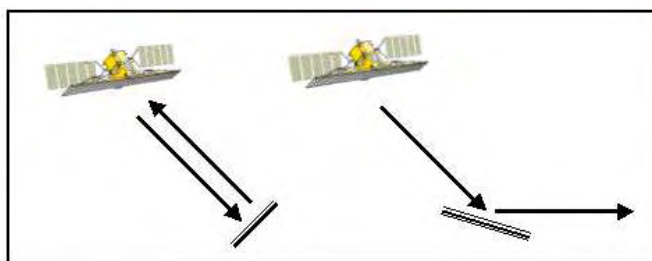


FIG. 2.8 – Influence de la pente locale sur la rétrodiffusion.

L'influence de la pente pouvant être décrite au moyen d'un modèle de rétrodiffusion, la *radarclinométrie* en permet l'inversion afin de déterminer localement l'orientation du terrain à partir de la seule information radiométrique du pixel. Cependant cette technique n'est raisonnablement envisageable que dans des régions très homogènes car l'intensité de l'image dépend non seulement de l'angle d'incidence mais également de l'albédo du terrain (réflectivité) lié aux propriétés diélectriques et à la rugosité de la surface illuminée. De plus, l'inversion de l'orientation de la surface n'est pas immédiate dans la mesure où à un angle d'incidence donné correspond une multitude d'orientations possibles dont les normales décrivent un cône dont l'axe passe par l'antenne du radar et le demi-angle au sommet est égal à l'angle d'incidence comme décrit en Figure 2.9. Notons que l'utilisation d'un modèle numérique de terrain (MNT) permet en partie de lever cette ambiguïté conique, à supposer que le terrain soit homogène du point de vue de sa réflectivité ce qui limite fortement le domaine d'application de la radarclinométrie.

2.3.2 La rugosité

La diffusion électromagnétique étant étroitement liée à la distribution géométrique (micro-topographie) de la surface considérée, il convient maintenant d'aborder la notion

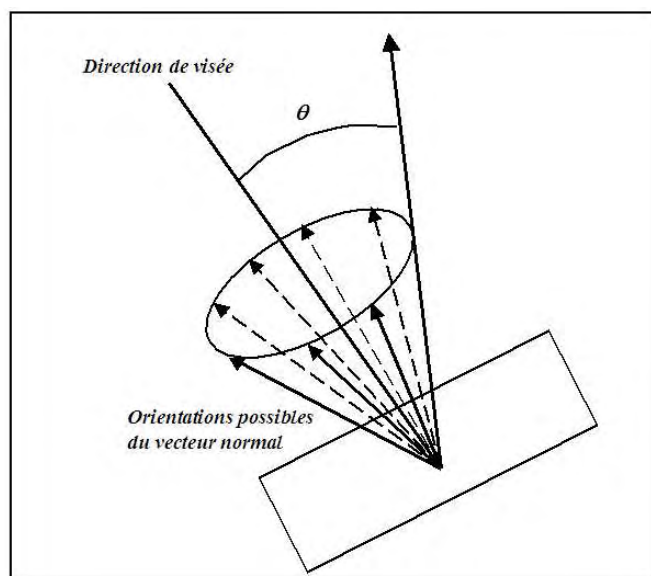


FIG. 2.9 – Cône des orientations de diffusion possibles pour une incidence donnée.

de rugosité et de description de la surface diffusante. En télédétection radar, la rugosité d'une surface, ou son degré de rugosité, se définit par rapport aux caractéristiques du système d'observation et principalement par rapport à une échelle de référence spatiale : la longueur d'onde λ [Fung, 1994a]. Dans le cas des systèmes radar monostatiques, la rugosité d'une surface va jouer sur l'importance relative des puissances diffusées par le sol dans la direction spéculaire et conditionne l'efficacité des phénomènes de rétrodiffusion. La connaissance de la rugosité d'une surface se ramène aux données définissant sa variation verticale (loi statistique décrivant la variation de la hauteur des rugosités) et horizontale (densité des irrégularités dans le plan horizontal).

Diagramme de diffusion

Si la forme de la réflexion (spéculaire ou diffuse) dépend essentiellement de la rugosité, la notion même de rugosité est relative à la longueur d'onde (λ) et à l'angle d'incidence (θ). Le critère de Rayleigh permet d'estimer grossièrement le caractère rugueux de la surface en tenant compte de la longueur d'onde et de la géométrie d'observation. La cible pourra être considérée comme lisse si H , racine carrée des irrégularités de surface, est tel que [Ulaby et al., 1986]:

$$H < \frac{\lambda}{8\cos(\theta)} \quad (2.31)$$

Il paraît alors évident que la rugosité d'un sol dépend fortement de la bande de fréquence utilisée. Ainsi, une surface qui paraît très rugueuse en bande X (10 GHz) correspond à une surface qui semble lisse pour la bande L (1.2 GHz).

Schématiquement, le relation entre la rugosité du sol et la diffusion est illustrée par le diagramme de diffusion Figure 2.10.

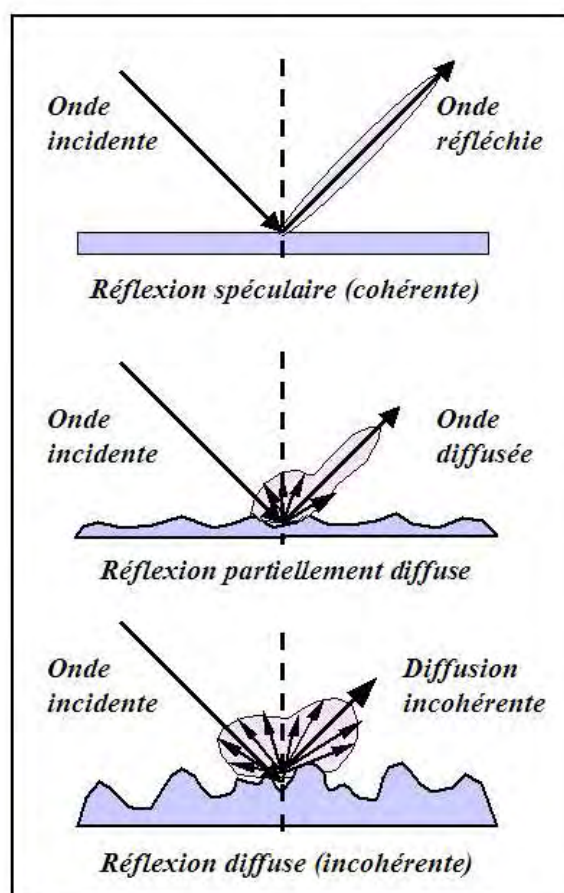


FIG. 2.10 – Diagramme de diffusion d'une onde électromagnétique par une surface lisse (en haut), moyennement rugueuse (milieu) et fortement rugueuse (en bas).

La première figure montre le cas d'une surface lisse : l'énergie de l'onde incidente est réfléchie majoritairement dans la direction opposée. L'angle du rayon incident est égal à celui de la réflexion par rapport à la normale. Le signal rétrodiffusé est faible. On comprend alors qu'un système SAR monostatique (transmission et réception sont localisés au même endroit) ne devrait en théorie recevoir aucun signal d'une telle surface sauf à incidence normale. Pour les surfaces à rugosité intermédiaire, la composante cohérente (spéculaire) diminue et la quantité d'énergie rétrodiffusée augmente. Dans le cas des surfaces très rugueuses, le diagramme de diffusion devient très étendu et correspond à une valeur maximale de la rétrodiffusion.

Description statistique

Tout point $M(x, y)$ appartenant à une surface peut être repéré par sa hauteur $z = f(x, y)$ par rapport à un plan de référence. Dans le cas des surfaces naturelles, cette fonction ne répond à aucune loi déterministe [Costes *et al.*, 1994]. La surface est alors décrite comme une surface aléatoire, stationnaire et ergodique. On associe à la hauteur z

une variable aléatoire et on caractérise la surface par les paramètres statistiques de cette variable aléatoire [Ogilvy, 1991] :

- la hauteur moyenne $\langle z \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} zp(z)dz$ où p est la densité de probabilité des hauteurs;
- l'écart type des hauteurs $\sigma^2 = \langle (z - \langle z \rangle)^2 \rangle$;
- la fonction d'autocorrélation $R(u, v) = \langle [z(x+u, y+v) - \langle z \rangle][z(x, y) - \langle z \rangle] \rangle$;
- la fonction de corrélation ρ définie comme étant la fonction d'autocorrélation R normalisée par sa valeur à l'origine σ^2 : $\rho(u, v) = \frac{R(u, v)}{\sigma^2}$.

Mathématiquement, la fonction de corrélation $\rho(u, v)$ permet de décrire statistiquement la distribution spatiale des hauteurs $h(x, y) = \frac{1}{S} \int_S z(x, y) dx dy$ suivant un profil de surface (x, y) et évalue le degré de similitude entre le profil $h(x, y)$ et son image translatée $h(x+u, y+v)$.

Les paramètres de rugosité généralement introduits dans les modèles de rétrodiffusion sont (1) la fonction de corrélation ρ , (2) l'écart type des hauteurs σ et (3) la longueur de corrélation l_c qui est la distance à laquelle $\rho(u, v) = 1/e$. Classiquement, à partir des mesures du profil d'une surface, on trace les deux fonctions suivantes : la densité de probabilité des hauteurs et la fonction d'autocorrélation du profil. Ces fonctions expérimentales sont alors ajustées par des fonctions analytiques. On obtient par exemple une densité de probabilité gaussienne centrée et une fonction d'autocorrélation gaussienne - et c'est ce cas qui sera retenu dans la suite de ce manuscrit - ou exponentielle. Elles sont définies de la manière suivante :

$$\text{densité de probabilité des hauteurs } p(z) = \frac{1}{\sigma\sqrt{(2\pi)}} e^{-\frac{z^2}{2\sigma^2}} \quad (2.32)$$

$$\text{autocorrélation } R(u, v) = \begin{cases} \sigma^2 e^{-r(u, v)^2/l_c^2} & \text{si gaussienne} \\ \sigma^2 e^{-|r(u, v)|/l_c} & \text{si exponentielle} \end{cases} \quad (2.33)$$

où la longueur de corrélation l_c est une mesure de la fonction de corrélation autour de l'origine et renseigne sur l'ordre de grandeur des structures élémentaires (galets, graviers, vagues...) le long du profil de surface. L'écart-type des hauteurs σ et la longueur de corrélation l_c sont déterminés à partir de la fonction d'autocorrélation expérimentale.

La distribution spatiale des irrégularités de surface est alors dérivée de la densité spectrale de la rugosité de surface $S(f_{u,v})$ qui correspond à la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation (relations Wiener-Khinchine) [Dierking, 1999] :

$$S(f_{u,v}) = \begin{cases} 2\sqrt{\pi}l_c\sigma^2 \exp(-\pi^2l_c^2f_{u,v}^2) & \text{si gaussienne} \\ 4\sigma^2l_c / (1 + 4\pi^2l_c^2f_{u,v}^2) & \text{si exponentielle} \end{cases} \quad (2.34)$$

D'autres fonctions ont été utilisées dans la description de la surface du sol [Ulaby et al., 1982; Fung, 1994a]. Cependant, le plus souvent, ces fonctions permettent difficilement d'ajuster les fonctions expérimentales dont la forme, changeant d'un sol à l'autre [Shi et al., 1997], influence fortement le niveau du signal radar simulé [Oh et al., 1994; Souyris et al., 1994]. La difficulté de la caractérisation de la rugosité concerne également la longueur de corrélation. En effet, ce paramètre, calculé à partir de la fonction d'autocorrélation, est toujours très variable même sur des parcelles de sol homogène [Rakotoarivony, 1995] et

peut entraîner de larges erreurs au niveau de la modélisation du signal radar [Baghdadi et al., 2000]. Afin de mieux appréhender la variabilité de ces paramètres et d'en réduire les effets sur la modélisation du signal radar, plusieurs études ont été menées en proposant une augmentation du nombre de profils mesurés ou de leur longueur [Oh, 1997]. De nouvelles méthodes caractérisent la surface au moyen d'une dimension fractale basée sur un modèle fractionnaire brownien [Zribi, 1995; Dierking, 1999].

Notons enfin que la rugosité caractérise au sens strict la distribution spatiale d'une interface diélectrique. Il paraît alors évident qu'une frontière diélectrique générée par la distribution de l'humidité d'un sol (gradient d'humidité) peut être considérée comme une interface rugueuse (front d'humidité) comme nous le montrerons au chapitre 4.

2.3.3 Les propriétés diélectriques des matériaux

Le troisième facteur d'importance influençant le signal rétrodiffusé est la *constante diélectrique* notée ϵ_r . Cette grandeur physique caractérise les propriétés électriques du sol en termes de pertes électriques dues au transport et à l'absorption de l'énergie apportée par l'onde radar. Un milieu conducteur étant caractérisé par la présence de charges libres, le principe même de l'interaction électromagnétique est une force (due ici à un champ électrique E en V/m) agissant sur les charges électriques. Ainsi, en l'absence de champ E , les charges décrivent un mouvement brownien (physique statistique). Sous l'action d'un champ électrique, celles-ci se déplacent dans la direction du champ et transportent l'énergie du rayonnement incident : on parle de *conductivité électrique* ou encore de *courant de conduction* obéissant à la loi d'Ohm :

$$J = \sigma E \quad (2.35)$$

où σ est la conductivité du milieu (*Siemens/m*) et J la densité de courant (*Ampère/m²*).

Concernant l'absorption de l'énergie, celle-ci est décrite par le mouvement des charges opposées d'un atome. En effet, dans un milieu matériel diélectrique, les charges en présence appartiennent à des structures complexes : atomes ou molécules.

Sous l'influence d'une excitation extérieure (onde radar), il y a séparation des charges : on dit que le milieu se polarise. Cette *polarisation* est traduite par l'équation suivante :

$$D = \epsilon E + P \quad (2.36)$$

où ϵ est la *permittivité* (*Farad/m*), D la densité de flux électrique (*Coulomb/m²*) et P la polarisation. Cette permittivité est une grandeur physique complexe s'exprimant sous la forme

$$\epsilon = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (2.37)$$

dans laquelle la partie réelle ϵ' , liée à la polarisation du milieu, conditionne la célérité de l'onde dans le matériau et donc sa capacité à conduire l'énergie. La partie imaginaire ϵ'' quant à elle, est liée à la conductivité σ du milieu ($\epsilon'' = \frac{\sigma}{\omega}$ où ω est la pulsation de l'onde) et traduit l'atténuation du signal radar par absorption de l'énergie nécessaire pour atteindre la polarisation (pertes ohmiques). On définit alors la *permittivité relative* ϵ_r , aussi appelée *constante diélectrique*, par la relation $\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_o}$ où ϵ_o représente la permittivité électrique du vide ($\epsilon_o = \frac{1}{36\pi \cdot 10^9} F/m$).

Lorsque l'excitation cesse, les charges retournent à leur position d'équilibre. C'est la *relaxation* au cours de laquelle les charges restituent une partie de l'énergie absorbée. Ainsi, sous l'action d'un champ électrique sinusoïdal (cas des ondes radar), les charges vibrent, absorbant et réémettant une partie de l'énergie apportée par l'onde incidente. Ce mécanisme conditionne le principe même de la diffusion qui, dans le cas particulier où la direction d'observation est la même que la direction d'incidence, permet d'observer le champ électrique rétrodiffusé. L'importance de la rétrodiffusion est donc directement reliée à la constante diélectrique et par conséquent à la teneur en eau des sols en raison de la relation existant entre la permittivité et le taux d'humidité (*Ulabiy et al.* [1986]; *Hallikainen et al.* [1985]). En effet, plus la constante diélectrique est grande, plus l'énergie rétrodiffusée est forte. C'est ainsi que l'eau, avec une valeur réelle de sa constante diélectrique de 80, constitue un fort réflecteur pour les ondes radar. C'est précisément cette caractéristique des sols humides qui sera étudiée dans la suite de ce manuscrit afin d'évaluer le potentiel SAR dans la détection de structures humides de subsurface.

Par ailleurs, les performances des radar seront optimisées pour les fréquences d'émission telles que le temps de relaxation τ des charges sera inférieur à la période T du signal. En effet, à basse fréquence ($\tau < T$), les charges "ont le temps" de revenir à leur position d'équilibre et parcourent donc une plus grande distance de polarisation qu'à haute fréquence. Elles absorbent donc plus d'énergie à basse fréquence qu'à haute fréquence ce qui se traduit par une diminution de la partie réelle et une augmentation de la partie imaginaire de la constante diélectrique en fonction de la fréquence pour des valeurs de celle-ci inférieures à la fréquence de relaxation, comme l'illustre la figure 2.11.

2.3.4 Les propriétés magnétiques des matériaux

En adoptant une approche analogue au cas diélectrique, on définit les propriétés magnétiques des matériaux en introduisant la perméabilité magnétique complexe

$$\mu = \mu' - j\mu'' \quad (2.38)$$

Dans ce cas, les pertes magnétiques traduisent le changement d'orientation du spin des électrons sous l'action d'un champ électromagnétique et obéissent à l'équation suivante :

$$B = \mu H \quad (2.39)$$

où H représente le champ magnétique (A/m) et B la densité du flux magnétique (*Tesla* ou Wb/m^2). De la même manière que pour un diélectrique, on définit ici une perméabilité relative μ_r (par rapport au vide où $\mu_o = 4\pi \cdot 10^{-7} H/m$) telle que $\mu = \mu_o \mu_r$. Dans le cadre terrestre, les travaux menés au cours de cette thèse considérant des milieux composés de matériaux non magnétiques, nous retiendrons une valeur unitaire de la perméabilité relative ($\mu_r = 1$, ce qui est le cas de la plupart des roches terrestres). La deuxième partie de ce manuscrit traitant du cas martien, nous verrons qu'il sera nécessaire de tenir compte de ce paramètre. En effet, le contexte géologique martien présentant des minéraux ferromagnétiques à base d'oxydes de fer tels que de la magnétite, maghémite, goéthite ou de l'hématite, le comportement magnétique des roches volcaniques sera déterminant dans l'estimation de la profondeur de pénétration des ondes radar et donc dans le choix des paramètres instrumentaux pour l'exploration de la proche subsurface (recherche d'eau notamment sous forme de glace d'eau ou de minéraux hydratés).

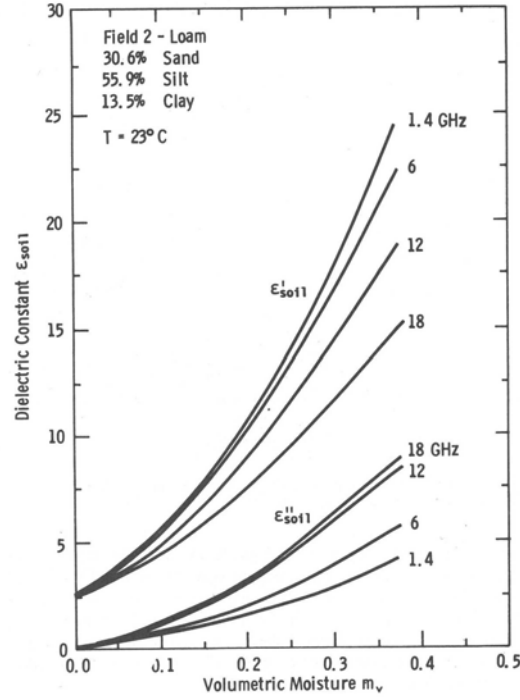


FIG. 2.11 – Relation entre la constante diélectrique et la teneur en eau des sols pour différentes fréquences (d'après [Ulaby et al., 1986]).

2.3.5 La profondeur de pénétration δ_p

Comme décrit précédemment, les pertes électriques et magnétiques jouent un rôle important dans la profondeur de pénétration δ_p de l'onde incidente. La notion même de profondeur de pénétration est indispensable dans l'estimation des performances des systèmes radar embarqués et conditionne les études préliminaires des programmes d'exploration. Classiquement, δ_p définit l'aspect propagatif d'une onde électromagnétique (OEM) de longueur d'onde λ_o dans un milieu supposé homogène, isotrope et linéaire caractérisé par ses paramètres électriques (conductivité σ et permittivité ϵ) et magnétique (perméabilité μ). Dans la théorie de l'électromagnétisme, le couplage entre les phénomènes électriques et magnétiques qui apparaît dans les équations de Maxwell permet d'expliquer la propagation des OEM. On définit alors la profondeur de pénétration en partant des équations rotationnelles régissant l'évolution du champ électromagnétique (\vec{E} , \vec{H}) :

$$\begin{cases} \vec{r} \otimes t(\vec{E}) = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \\ \vec{r} \otimes t(\vec{H}) = \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \end{cases} \quad (2.40)$$

En supposant alors une excitation de forme sinusoïdale $\vec{E}(\vec{r}) = \vec{E}_0 e^{j\omega t}$ et $\vec{H}(\vec{r}) = \vec{H}_0 e^{j\omega t}$, le système d'équations 2.40 vérifie :

$$\Delta \vec{E}(\vec{r}) = -\omega^2 \mu \epsilon \vec{E}(\vec{r}) \quad (2.41)$$

avec $\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$.

Pour simplifier l'écriture, nous considérons ici le cas d'une onde plane se propageant dans

la direction z perpendiculaire à la surface ce qui correspond à la géométrie d'émission des radar de type sondeur tels que *MARSIS* et *SHARAD* à bord des sondes orbitales Mars Express et Mars Reconnaissance Orbiter (*MRO*) respectivement. Dans ce cas, l'équation 2.41 devient :

$$\frac{\partial^2 \vec{E}(z)}{\partial z^2} = -\omega^2 \mu \epsilon \vec{E}(z) \quad (2.42)$$

dont la solution est de la forme :

$$E(z) = E_0 e^{-j\omega \sqrt{\mu \epsilon} z} \quad (2.43)$$

En considérant que $\omega = \frac{2\pi c}{\lambda_0}$, $\frac{1}{c^2} = \epsilon_0 \mu_0$ et en définissant la permittivité relative ϵ_r et la perméabilité relative μ_r par :

$$\begin{cases} \epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \\ \mu_r = \frac{\mu}{\mu_0} \end{cases} \quad (2.44)$$

nous avons alors

$$j\omega \sqrt{\mu \epsilon} = j \frac{2\pi}{\lambda_0} \sqrt{\mu_r \epsilon_r} \quad (2.45)$$

avec

$$\sqrt{\epsilon_r} = \sqrt{\epsilon'_r - j\epsilon''_r} = \sqrt{\frac{1}{2} \sqrt{\epsilon'^2_r + \epsilon''^2_r} + \frac{\epsilon'_r}{2}} - j \sqrt{\frac{1}{2} \sqrt{\epsilon'^2_r + \epsilon''^2_r} - \frac{\epsilon'_r}{2}} \quad (2.46)$$

On introduit généralement la tangente de perte pour définir les pertes diélectriques. La tangente de perte exprime le déphasage entre le courant de déplacement D et le champ électrique E s'exerçant sur un dipôle et s'écrit comme le rapport entre la partie imaginaire et la partie réelle de la permittivité :

$$\tan \delta = \frac{\epsilon''_r}{\epsilon'_r} \quad (2.47)$$

L'équation 2.43 peut finalement être écrite sous la forme :

$$E(z) = E_0 e^{-\alpha z - j\beta z} \quad (2.48)$$

où

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda_0} \sqrt{\frac{\mu_r \epsilon'_r}{2} \left[\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1 \right]} \quad (2.49)$$

définit la constante d'atténuation et

$$\beta = \frac{2\pi}{\lambda_0} \sqrt{\frac{\mu_r \epsilon'_r}{2} \left[\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1 \right]} \quad (2.50)$$

est appelée constante de phase.

En appelant κ_e le coefficient d'extinction du sol supposé homogène, la puissance transmise à la profondeur z s'écrit :

$$P(z) = P(0) e^{\int_0^z \kappa_e(z') dz'} \quad (2.51)$$

On définit alors la profondeur de pénétration δ_p comme étant la profondeur à laquelle la puissance transmise est atténuée d'un facteur J tel que $\frac{P(\delta_p)}{P(0)} = \frac{1}{J}$, soit :

$$\int_0^{\delta_p} \kappa_e(z) dz = \ln(J) \quad (2.52)$$

Le coefficient d'extinction du milieu κ_e tient compte à la fois de l'atténuation due à la diffusion (κ_{diff}) et de celle causée par l'absorption (κ_{abs}). Par définition, $\kappa_{abs} = 2\alpha$. Ainsi, en négligeant les effets de diffusion dans un milieu par rapport à l'absorption (cas d'une réflexion spéculaire sur un milieu homogène), nous avons : $\kappa_e = \kappa_{abs}$, ce qui correspond à une valeur d'atténuation minimale du signal. La profondeur de pénétration peut alors s'écrire sous forme intégrale telle que :

$$\int_0^{\delta_p} \frac{4\pi}{\lambda_0} \sqrt{\frac{\mu_r \epsilon'_r}{2} [\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1]} dz = \ln(J) \quad (2.53)$$

Puis, en supposant les paramètres μ_r , ϵ'_r et ϵ''_r constants pour une couche homogène donnée, il vient finalement l'expression [Ulaby et al., 1981; 1982]:

$$\delta_p = \frac{\ln(J)\lambda_0}{4\pi} \left\{ \frac{\mu_r \epsilon'_r}{2} [\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1] \right\}^{-1/2} \quad (2.54)$$

dans laquelle la profondeur de pénétration est exprimée en mètres.

Compte tenu de l'expression de la profondeur de pénétration telle que définie en 2.54, il apparaît clairement que les performances de sondage des radar sont intimement liées à de nombreux facteurs dont les principaux sont :

- *la fréquence centrale d'émission*: la profondeur de pénétration étant proportionnelle à la longueur d'onde, les hautes fréquences explorent les premiers mètres avec une excellente résolution tandis que les basses fréquences pénètrent plus profondément mais avec une résolution plus faible;
- *les effets de porosité, de température et de pression lithosphérique* qui affectent la valeur de la permittivité [Heggy et al., 2001; Heggy, 2002]. Dans le contexte martien, le changement de la constante diélectrique en fonction des variations diurne et nocturne de forte amplitude de la température de surface peut engendrer une variation de la profondeur de pénétration sur Mars entre le jour et la nuit [Olhoeft, 1998b];
- *la puissance d'émission et la sensibilité du récepteur* en terme de rapport signal sur bruit;
- *les propriétés électriques et magnétiques des terrains*. Pour des matériaux homogènes, l'expression de la tangente de perte 2.47 indique que plus la partie imaginaire est élevée (contribution de l'humidité et surtout de la salinité), plus le matériau devient conducteur et plus l'onde est absorbée efficacement. Il en résulte une faible valeur de δ_p . Cette tendance a été validée expérimentalement pour les micro-ondes en laboratoire et sur site pour des matériaux naturels comme le sable [Heggy et al., 2001; Williams et Greeley, 2001; Heggy, 2002]. La teneur en eau influence donc fortement les phénomènes d'interaction entre l'onde radar et la surface d'un sol. Pour

une surface humide, le signal incident pénètre peu le sol (faible transmission) et la rétrodiffusion est élevée [Hallikainen *et al.*, 1985]. À l'inverse, pour un sol sec, le signal pénètre plus profondément permettant l'interaction de la composante transmise avec des structures enfouies. Ainsi l'exploration des sous-sols par télédétection radar concerne principalement les régions arides représentant 15% des terres émergées de notre planète et 100% des surfaces des autres planètes telluriques. Dans le cas présent, nous nous intéresserons à la détection de structures humides de subsurface en contexte aride pour l'optimisation des performances de pénétration. Cependant, ces performances peuvent également être altérées par la nature géologique des roches et notamment par la présence d'oxydes métalliques ou d'évaporite qui empêche la propagation des ondes électromagnétiques [Olhoeft, 1998a;b; Paillou *et al.*, 2001a].

2.4 Influence des paramètres instrumentaux sur le signal rétrodiffusé

Dans la section précédente, nous avons mentionné les principaux paramètres naturels contrôlant la rétrodiffusion. Nous allons à présent décrire sommairement les paramètres instrumentaux intervenant dans la caractérisation de l'onde incidente et examiner l'influence de chacun d'eux sur la capacité de la surface à réfléchir et à rétrodiffuser une telle onde.

2.4.1 La longueur d'onde λ

Le comportement d'une onde radar dépend en grande partie de sa longueur d'onde λ . Pour les micro-ondes, le spectre électromagnétique s'étend de 1 mm à 1 mètre et est conventionnellement divisé en bandes de fréquences repérées par des lettres comme l'illustre le Tableau 2.1.

Longueur d'onde λ (cm)	Appellation	Fréquence ν (GHz)
30 - 100	bande P	0.3 - 1
15 - 30	bande L	1 - 2
7.5 - 15	bande S	2 - 4
3.75 - 7.5	bande C	4 - 8
2.4 - 3.75	bande X	8 - 12.5
1.62 - 2.4	bande Ku	12.5 - 18
1.1 - 1.62	bande K	18 - 26.5
0.75 - 1.1	bande Ka	26.5 - 40
0.1 - 0.75	bande millimétrique	40 - 300
<0.1	bande submillimétrique	>300

TAB. 2.1 – Décomposition du spectre radio en bandes de fréquences

Suivant les applications recherchées, le choix de la longueur d'onde sera déterminant dans l'estimation des performances radar. Par exemple, pour la caractérisation de surface

à partir de plate-formes orbitales, il conviendra de choisir des longueurs d'onde moyennes (bandes X à L) pour s'affranchir de l'atténuation atmosphérique. Aux longueurs d'onde plus courtes, la propagation est atténuée dans la troposphère (0 à 10 km) par la présence d'eau ou d'aérosols qui dispersent d'autant plus les ondes radar que leur longueur d'onde est courte (diffusion de Rayleigh en $1/\lambda^4$). Cette sensibilité submillimétrique est néanmoins utilisée en aéronomie pour le sondage au limbe de la basse atmosphère terrestre.

Dans la section 2.3.2, nous avons étudié la sensibilité du radar à la rugosité de surface. Cependant, le concept même de rugosité est étroitement lié à la longueur d'onde. Par exemple, une surface caractérisée par un écart-type des hauteurs de l'ordre du millimètre avec une longueur de corrélation décimétrique apparaîtra lisse en bande X (3 cm) comme en bande L (23 cm) tandis qu'une surface possédant des irrégularités de surface d'écart-type et de longueur de corrélation centimétriques apparaîtra rugueuse en bande X mais lisse en bande L comme l'illustre la Figure 2.12.

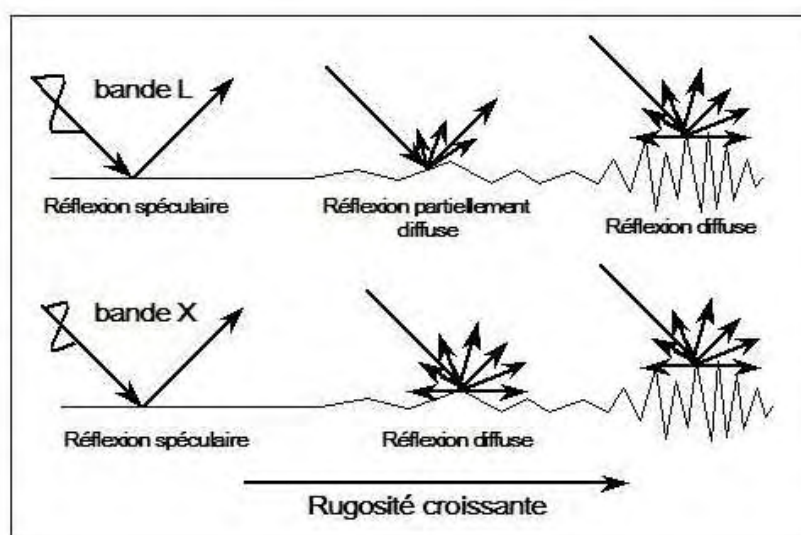


FIG. 2.12 – Influence de la rugosité et de la longueur d'onde sur la forme de la réflexion.

Nous avons montré en section 2.3.5 que la profondeur de pénétration d'une onde radar est proportionnelle à sa longueur d'onde. Pour les applications de cartographie de structures géologiques de subsurface, il est préférable de recourir aux grandes longueurs d'onde (bandes L et P) pour s'affranchir de la rugosité de surface. Des images SIR-A en bande L ($\lambda = 23$ cm) ont permis de mettre en évidence des réseaux hydrographiques en région désertique, invisibles aux capteurs optiques classiques, à travers une couche de sable sec et homogène [Elachi et al., 1982]. Cette tendance a été confirmée par la suite avec les travaux de [McCauley et al., 1982; Elachi et al., 1984] démontrant le potentiel des SAR bande L pour l'exploration de la proche subsurface jusqu'à des profondeurs de quelques mètres en régions arides. Par l'utilisation de données SIR-A, [Schaber et al., 1986] ont estimé la profondeur de pénétration pour des systèmes SAR en bande L à 1.5 mètre dans le désert égyptien. S'appuyant sur des données SIR-B, d'autres études ont montré les

capacités de pénétration de radar bande L pour la détection de diffuseurs enfouis sous quelques mètres de sable en Arabie Saoudite [Berlin *et al.*, 1986] et dans le désert du Nevada [Farr *et al.*, 1986]. Plus récemment, [Abdelsalam *et Stern*, 1996; Dabbagh *et al.*, 1997; Schaber *et al.*, 1997; Paillou *et al.*, 2003a] ont montré le potentiel du SAR polarimétrique multi-fréquence SIR-C pour imager la géologie de subsurface sous couvert de matériaux sableux. En 2004, une campagne réalisée en Mauritanie (région d'Akjoujt) nous a permis de démontrer le potentiel cartographique de l'imagerie radar grande longueur d'onde (bande L) comparativement aux données SIR-C/X-SAR (bandes C et X) et LANDSAT dans la détection de structures géologiques (paléo-rivières, dykes de dolérite) recouvertes d'une faible épaisseur de sable [Baghdadi *et al.*, 2005; Grandjean *et al.*, 2005]. Ce point sera détaillé au chapitre 5. Nous montrerons également au chapitre 4 que l'usage des grandes longueurs d'onde sur le site de la Dune du Pyla (bande L - 18.75 cm - et bande P - 70 cm) permet la détection de structures humides enfouies sous 3 mètres de sable avec la seule information d'amplitude du signal rétrodiffusé et jusqu'à 5 mètres de profondeur en exploitant l'information de différence de phase co-polaire [Lasne *et al.*, 2004].

2.4.2 L'angle d'incidence θ

La réflexion ou la pénétration d'une onde radar dépend également de l'angle d'incidence défini comme l'angle formé entre la direction de visée et la normale à la surface. En particulier, la pénétration des ondes radar est généralement d'autant plus profonde que l'angle d'incidence est petit en raison des effets de micro-topographie du relief (rugosité) plus importants à incidence rasante (θ grand) qu'à incidence normale (θ petit). L'angle d'incidence aura également une influence considérable en polarimétrie (effet Brewster par exemple) comme nous le détaillerons dans la section suivante.

2.5 La polarimétrie

L'objectif de la télédétection active étant d'inverser les données acquises pour remonter à l'information structurale des surfaces étudiées (rugosité, humidité, relief), la connaissance de certains paramètres naturels obtenus par des mesures *in situ* est nécessaire aux modèles d'inversion. Cependant, pour la caractérisation à grande échelle des surfaces planétaires, l'acquisition de données terrain renseignant sur les paramètres naturels est difficilement réalisable sur des régions étendues. La *polarimétrie* permet de faciliter le travail d'inversion en exploitant d'autres informations que la seule puissance rétrodiffusée [Ulaby *et Elachi*, 1990]. Cette technique sera également d'un grand secours dans l'étude de Mars notamment où les rares informations de surface ne renseignent que sur des régions limitées.

2.5.1 Décomposition sphérique d'une onde plane

Dans les problèmes de diffusion d'une onde radar par une surface, on représente habituellement le champ électrique \vec{E} d'une onde plane se propageant dans la direction \vec{k} (répérée par les angles sphériques θ et φ) par ses composantes complexes horizontale E_h

et verticale E_v suivant les directions de polarisation \vec{h} et \vec{v} respectivement qui forment un trièdre direct avec le vecteur d'onde \vec{k} (Figure 2.13) :

$$\vec{E} = (E_v \vec{v} + E_h \vec{h}) e^{-i\vec{k} \cdot \vec{r}} \quad (2.55)$$

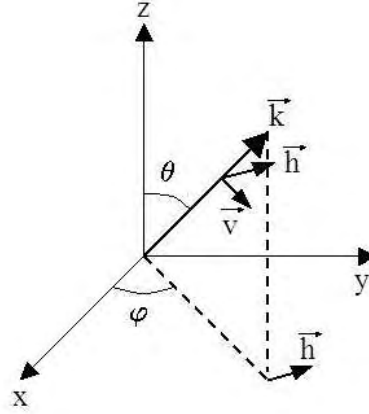


FIG. 2.13 – Décomposition sphérique d'une onde plane.

On utilise plus généralement la forme matricielle :

$$\mathbf{E} = \begin{bmatrix} E_v \\ E_h \end{bmatrix} \text{ avec } \begin{cases} E_v = a_v e^{-i\delta_v} \\ E_h = a_h e^{-i\delta_h} \end{cases} \quad (2.56)$$

où a_v et a_h représentent les amplitudes des composantes linéaires du champ \vec{E} , et δ_v et δ_h repèrent les angles de phase associés.

2.5.2 Vecteur de Stockes

Schématiquement, on paramètre une onde plane dans le plan (\vec{v}, \vec{h}) au moyen de la différence de phase $\delta = \delta_h - \delta_v$ entre les composantes E_h et E_v , et des angles de polarisation ψ (*angle de rotation*) et χ (*angle d'ellipticité*) reliés aux paramètres a_h , a_v et δ par [Born et Wolf, 1980] :

$$\begin{cases} \tan 2\psi = \tan 2\alpha \cos \delta \\ \tan 2\chi = \sin 2\alpha \sin \delta \end{cases} \quad (2.57)$$

où α est un angle auxiliaire appelé *angle d'inclinaison* défini par :

$$\tan \alpha = \frac{a_h}{a_v} \quad (2.58)$$

Ces différents paramètres angulaires peuvent être représentés sur l'*ellipse de polarisation*

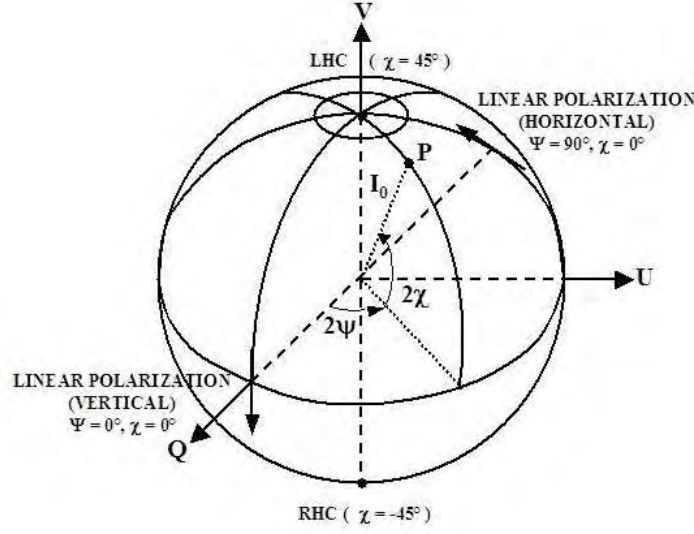


FIG. 2.15 – *Sphère de Poincaré ayant pour axes les paramètres de Stokes et repérant l'état de polarisation d'une onde plane.*

Compte tenu de la définition des paramètres I_0 et Q donnée en 2.59, il est alors possible de décomposer les intensités horizontale et verticale de l'onde comme suit :

$$\begin{cases} I_v = |E_v|^2 = (I_0 + Q)/2 \\ I_h = |E_h|^2 = (I_0 - Q)/2 \end{cases} \quad (2.60)$$

On obtient alors le *vecteur de Stokes modifié* F_m représentant la décomposition de l'intensité I_0 suivant les directions horizontale et verticale de polarisation ainsi que la différence de phase associée.

$$F_m = \begin{bmatrix} I_v \\ I_h \\ U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(1 + \cos 2\psi \cos 2\chi) \\ \frac{1}{2}(1 - \cos 2\psi \cos 2\chi) \\ \sin 2\psi \cos 2\chi \\ \sin 2\psi \sin 2\chi \end{bmatrix} I_0 \quad (2.61)$$

Dans la théorie du transfert radiatif, il est plus commode d'utiliser les paramètres de polarisation du vecteur de Stokes modifié F_m relié au vecteur F par la relation :

$$F = [U]F_m \quad (2.62)$$

avec

$$[U] = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2.63)$$

2.5.4 Polarisation et matrice complexe de rétrodiffusion

Parmi les paramètres instrumentaux intervenant dans les processus de diffusion, la polarisation de l'onde incidente joue également sur la quantité d'énergie rétrodiffusée. La polarisation est une propriété importante de l'onde électromagnétique. Elle décrit l'orientation des champs électrique et magnétique de l'onde dans le plan transverse à sa direction de propagation. Par convention, on ne retient que la composante électrique des champs car, selon les équations de Maxwell, le champ magnétique est directement lié au champ électrique et peut être calculé à partir de celui-ci. Ainsi, la polarisation d'une onde peut être entièrement décrite par l'orientation de sa composante électrique.

La plupart des radar imageurs utilisent des polarisations linéaires avec un champ électrique horizontal E_h ou vertical E_v . Après réflexion sur la surface, l'onde radar est généralement dépolarisée et l'onde rétrodiffusée possède deux composantes respectivement horizontale et verticale.

La polarisation d'un radar est caractérisée par celle de l'onde émise et par la composante rétrodiffusée. Par convention, le mode HV signifie que l'onde émise est polarisée horizontalement (*i.e.* le champ électrique \vec{E} est orienté dans la direction perpendiculaire au plan d'incidence) et que l'on mesure la composante verticale du signal rétrodiffusé (*i.e.* \vec{E} est orienté dans le plan d'incidence).

Les données utilisées au cours de nos travaux sont issues de capteurs totalement polarimétriques (RAMSES - bande P + L - pour le site du Pyla et SIR-C pour la Mauritanie) ce qui signifie qu'elles comprennent les 2 modes d'acquisition co-polaires HH et VV ainsi que les 2 modes contra-polaires HV et VH .

Un radar polarimétrique fournit donc une image dans laquelle chaque pixel est caractérisé par une matrice de rétrodiffusion du type $[S] = \begin{bmatrix} S_{vv} & S_{vh} \\ S_{hv} & S_{hh} \end{bmatrix}$ dont les coefficients complexes rassemblent toute l'information polarimétrique (amplitude et phase) du signal rétrodiffusé pour chacun des modes d'acquisition HH , HV , VH et VV .

Les signaux mesurés dans les 4 canaux fournissent toutes les données nécessaires à la mesure des propriétés diffusantes de la cible. La matrice $[S]$ permet de relier les composantes E_v^s et E_h^s des champs rétrodiffusés polarisés verticalement et horizontalement à celles E_v^i et E_h^i du champ incident tel que :

$$\begin{bmatrix} E_v^s \\ E_h^s \end{bmatrix} = \frac{e^{-jk_o r}}{r} \begin{bmatrix} S_{vv} & S_{vh} \\ S_{hv} & S_{hh} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_v^i \\ E_h^i \end{bmatrix} \quad (2.64)$$

où k_o est le nombre d'onde de l'onde incidente et r la distance séparant le centre de la cellule de résolution (surface illuminée) à l'antenne collectrice.

Dans l'étude de la rétrodiffusion par des surfaces naturelles, le théorème de réciprocité implique que les termes de polarisation croisée sont égaux ($S_{vh} = S_{hv}$) et donc que la matrice $[S]$ est symétrique. La matrice de rétrodiffusion se réduit alors à 6 quantités indépendantes dérivant des parties réelles (3 amplitudes) et imaginaires (3 phases associées) des amplitudes rétrodiffusées [Ulaby et Elachi, 1990]. Le coefficient de rétrodiffusion σ introduit en 2.26 se calcule finalement selon l'équation 2.65 :

$$\sigma_{pq}^o = 20 \log_{10}(|S_{pq}|) \quad (2.65)$$

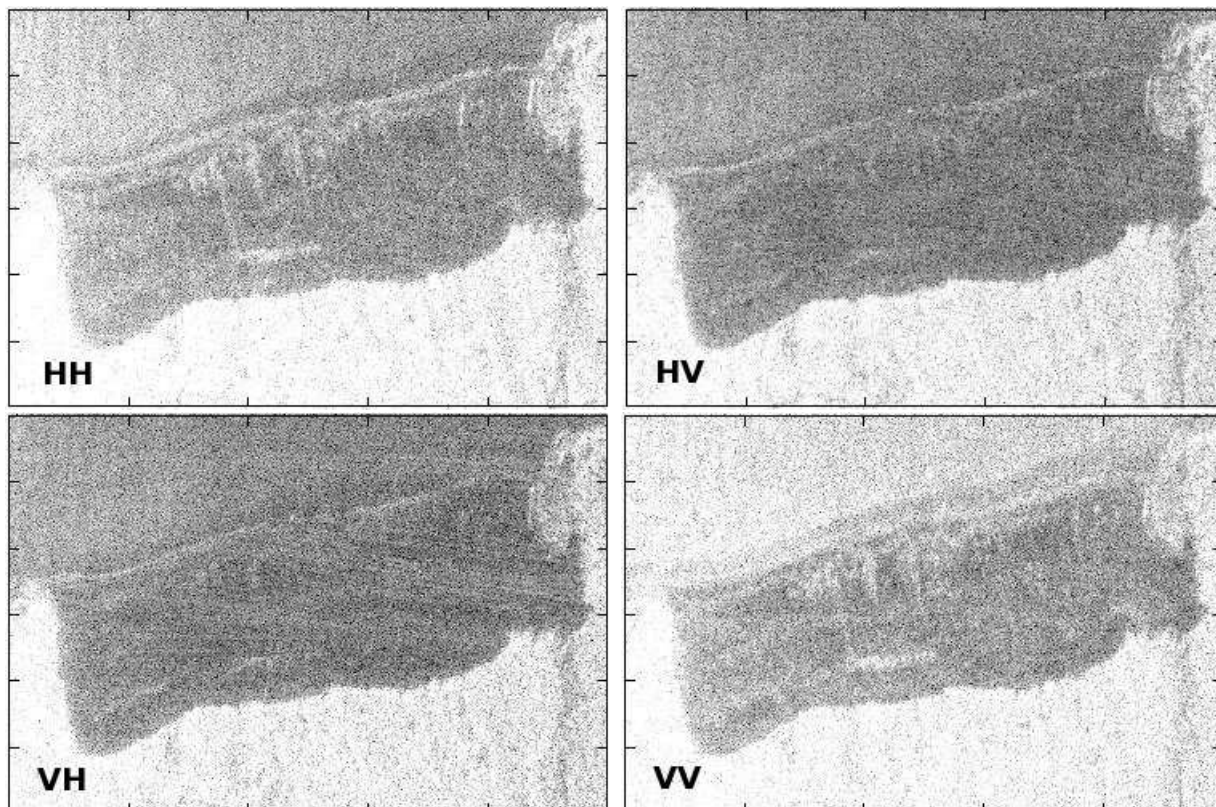


FIG. 2.16 – Polarimétrie radar sur la dune du Pyla (données RAMSES à 435 MHz, vol 608P).

Dans la mesure où la puissance rétrodiffusée découle des propriétés géométriques et électriques de la cible, les coefficients de la matrice de rétrodiffusion peuvent renseigner sur les paramètres de surface si toutes les propriétés polarimétriques sont connues. Par exemple, [Qong et al., 2000] ont montré que la réflexion sur des sols de faible rugosité occasionne en général $|S_{vv}| > |S_{hh}|$.

2.5.5 Coefficient de corrélation des canaux polarisés

Le degré de corrélation entre 2 modes d'acquisition permet également d'obtenir des informations quant à la nature des phénomènes d'interaction de l'onde avec la surface. Le *coefficient de corrélation* ou encore *indicateur de cohérence* est un nombre complexe que l'on calcule selon la formule :

$$\rho_{pqrs} = \frac{\langle S_{pq} S_{rs}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{pq}|^2 \rangle \langle |S_{rs}|^2 \rangle}} \quad (2.66)$$

Ainsi défini, le module de la cohérence polarimétrique $|\rho|$ varie entre 0 et 1. Lorsque le coefficient de corrélation est égal à l'unité, il existe une relation linéaire entre les signaux reçus dans les deux canaux considérés informant sur la similarité des processus

d'interaction entre l'onde et la cible pour les deux modes d'acquisition. C'est le cas de la rétrodiffusion d'un réflecteur trièdre ou d'une réflexion surfacique simple pour lesquelles le coefficient de corrélation ρ_{HH-VV} est généralement proche de 1. Un coefficient de corrélation inférieur à 1 indiquera qu'il n'y a pas de relation directe entre la rétrodiffusion des deux canaux. Cela peut indiquer que les ondes reçues sont partiellement polarisées en raison des processus de diffusion aléatoires comme dans le cas d'une rétrodiffusion volumique sur un couvert végétal.

2.5.6 Différence de phase des canaux polarisés

Des informations relatives aux propriétés diffusantes de la cible peuvent également être déduites du déphasage moyen des signaux enregistrés pour chacun des modes d'acquisition. Celui-ci est calculé à partir de l'argument de l'indicateur de cohérence. Pour les canaux co-polaires, la différence de phase dépendant du nombre de réflexions subies par l'onde lors de la diffusion, elle renseigne sur la géométrie du diffuseur. Un diffuseur idéal caractérisé par une réflexion simple occasionnera un déphasage nul entre HH et VV, tandis qu'un réflecteur idéal avec deux réflexions (tronc d'arbre) donnera un déphasage de π . De la même manière, on peut définir une différence de phase entre les canaux de polarisation croisée. Cependant, en pratique, un mode co-polaire étant rarement corrélé à un mode contra-polaire, cette information de phase est assez aléatoire et ne possède pas réellement de signification.

2.5.7 La synthèse de polarisation

La matrice de diffusion [S] contenant toutes les informations relatives aux propriétés diffusantes de la cible, sa détermination au moyen de l'écho radar mesuré dans quatre combinaisons de polarisation permet de calculer la réponse de la cible sous n'importe quelle combinaison de polarisation en émission-réception. Ce procédé est appelé *synthèse de polarisation*.

La synthèse de polarisation donne accès aux propriétés intrinsèques de la cible par décomposition de la matrice de diffusion au moyen de la *matrice de Mueller* [L] qui relie le vecteur de Stokes de l'onde incidente F^i à celui de l'écho mesuré F^s .

$$F^s = [L]F^i \quad (2.67)$$

où la matrice de Mueller est déduite de la matrice de diffusion par la relation :

$$[L] = [R][W][R]^{-1} \quad (2.68)$$

où [W] regroupe la décomposition de tous les produits croisés et conjugués des éléments de [S]

$$[W] = \begin{bmatrix} S_{vv}S_{vv}^* & S_{vh}S_{vh}^* & S_{vh}S_{vv}^* & S_{vv}S_{vh}^* \\ S_{hv}S_{hv}^* & S_{hh}S_{hh}^* & S_{hh}S_{hv}^* & S_{hv}S_{hh}^* \\ S_{hv}S_{vv}^* & S_{hh}S_{vh}^* & S_{hh}S_{vv}^* & S_{hv}S_{vh}^* \\ S_{vv}S_{hv}^* & S_{vh}S_{hh}^* & S_{vh}S_{hv}^* & S_{vv}S_{hh}^* \end{bmatrix} \quad (2.69)$$

et

$$[R] = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & -i & i \end{bmatrix} \quad (2.70)$$

La polarimétrie utilisant préférentiellement le vecteur de Stokes modifié au vecteur de Stokes, on peut relier les paramètres de Stokes modifiés de l'onde rétrodiffusée à ceux de l'onde incidente avec la *matrice de Mueller modifiée* $[L_m]$.

$$F_m^s = [L_m]F_m^i \quad (2.71)$$

où

$$[L_m] = [V][W][V]^{-1} \quad (2.72)$$

et

$$[V] = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & -i & i \end{bmatrix} \quad (2.73)$$

Par analogie à l'équation 2.62, le passage de la matrice de Mueller à la matrice de Mueller modifiée nécessite l'utilisation de la matrice $[U]$ telle que :

$$[L_m] = [U][L][U]^{-1} \quad (2.74)$$

Ainsi, la connaissance complète des réponses polarimétriques de la cible contenues dans les matrices précédemment définies rend possible le calcul de l'intensité du signal rétrodiffusé par l'objet éclairé pour toute combinaison polarimétrique (linéaires, circulaire droite, circulaire gauche, *etc...*) c'est-à-dire quel que soit le jeu d'angles de polarisation en émission-réception $(\psi_i, \chi_i, \psi_s, \chi_s)$. Les angles ψ et χ caractérisent l'état de polarisation de l'onde (cf Figure 2.15).

Le coefficient de rétrodiffusion peut alors être calculé selon l'équation de synthèse de polarisation [Ulaby et Elachi, 1990]:

$$\sigma^o(\psi_s, \chi_s, \psi_i, \chi_i) = \frac{4\pi}{s} [A]^s [M] [A]^i \quad (2.75)$$

où s correspond à l'aire de la cellule de résolution. $[A^s]$ et $[A^i]$ représentent les vecteurs de Stokes normalisés et $[M]$ est l'*opérateur de diffusion de Stokes* défini comme suit :

$$[M] = [\tilde{R}]^{-1} [W] [R]^{-1} \quad (2.76)$$

avec \tilde{R} représentant la transposée de R .

La Figure 2.17 illustre les signatures polarimétriques pour des cibles simples : sphère conductrice, plan uniforme, réflecteur trièdre. L'onde rétrodiffusée conserve la polarisation incidente, sauf pour un changement du signe de l'angle d'ellipticité (ou dans le cas d'une polarisation linéaire, une variation de 180° de l'angle de phase entre les composantes orthogonales du champ électrique). Ce signe change à chaque réflexion : la sphère occasionnant une réflexion simple et le trièdre une réflexion triple, ces deux diffuseurs se comportent comme un *réflecteur impair*.

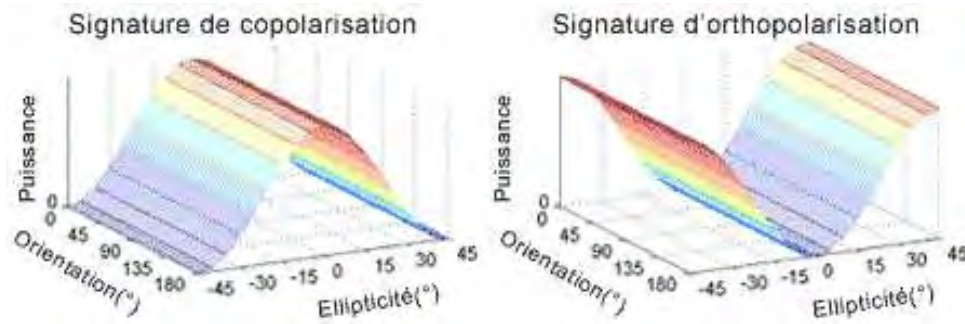


FIG. 2.17 – *Synthèse de polarisation d'une sphère conductrice de rayon a et de matrice de diffusion $[S] = \frac{a}{2} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$ ou d'un réflecteur trièdre.*

2.5.8 Décomposition polarimétrique

L'extraction des paramètres géophysiques (biomasse, taux d'humidité des sols, rugosité de surface, hauteur d'arbre) par l'analyse polarimétrique d'images SAR a fait l'objet d'une attention particulière ces dernières années. Les systèmes SAR polarimétriques permettant d'accéder à la matrice de Mueller, la décomposition polarimétrique permet d'en extraire des indicateurs traduisant les propriétés physiques du terrain [Cloude et Pottier, 1996; Kim et van Zyl, 2000; Lee et al., 2000; 2001; 2002]. Ces indicateurs exploitent l'intensité du signal rétrodiffusé ou encore l'information complexe contenue dans la matrice de diffusion et sont connus sous le nom de *vecteur de diffusion*, de *matrice de covariance* et de *matrice de cohérence*.

Vecteur de diffusion \vec{k}_L et matrice de covariance $[C]$

Le *vecteur de diffusion* \vec{k}_L également appelé *vecteur de covariance*, est la représentation vectorielle des éléments de la matrice de diffusion $[S]$. Compte tenu de l'hypothèse de réciprocité, $S_{hv} = S_{vh}$, le vecteur de diffusion s'écrit pour une polarisation linéaire :

$$\vec{k}_L = \begin{bmatrix} S_{hh} \\ \sqrt{2}S_{hv} \\ S_{vv} \end{bmatrix} \quad (2.77)$$

On obtient alors la *matrice de covariance* $[C]$ en calculant le produit scalaire du vecteur de diffusion avec la transposée de son complexe conjugué.

$$[C] = \vec{k}_L \cdot \vec{k}_L^{*T} = \begin{bmatrix} |S_{hh}|^2 & \sqrt{2}S_{hh}S_{hv}^* & S_{hh}S_{vv}^* \\ \sqrt{2}S_{hv}S_{hh}^* & 2|S_{hv}|^2 & \sqrt{2}S_{hv}S_{vv}^* \\ S_{vv}S_{hh}^* & \sqrt{2}S_{vv}S_{hv}^* & |S_{vv}|^2 \end{bmatrix} \quad (2.78)$$

La matrice de covariance est symétrique conjuguée et recense les produits conjugués des éléments polarimétriques S_{pq} qui donnent une description complète des propriétés diffusantes de la cible.

Vecteur de diffusion cohérente \vec{k}_P et matrice de cohérence $[T]$

Les données polarimétriques peuvent être représentées aussi bien par la matrice de covariance que par la *matrice de cohérence*. Par analogie avec la matrice de covariance, la matrice de cohérence $[T]$, basée sur la représentation des matrices de spin de Pauli, s'obtient à partir du *vecteur de diffusion cohérente* \vec{k}_P comme suit :

$$[T] = \vec{k}_P \cdot \vec{k}_P^{*T} \text{ avec } \vec{k}_P = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} S_{hh} + S_{vv} \\ 2S_{hv} \\ S_{vv} - S_{hh} \end{bmatrix} \quad (2.79)$$

L'équation 2.79 donne accès à 9 quantités indépendantes : les 3 termes diagonaux (réels) fournissent 3 coefficients de rétrodiffusion (σ_{HH}^o , σ_{HV}^o , σ_{VV}^o), alors que les 6 autres termes (complexes) correspondent aux coefficients de corrélation qui renseignent sur les différences de phase entre les canaux de polarisation.

Il est à noter que les matrices de cohérence et de covariance possèdent les même valeurs propres réelles. La trace (somme des éléments diagonaux) des deux matrices est également identique et représente la puissance totale de l'onde diffusée.

En pratique cependant, la matrice de cohérence est davantage utilisée car non seulement elle prend en compte le terme de différence de phase co-polaire, mais sa décomposition en vecteurs propres permet également de dégager des paramètres liés aux mécanismes de rétrodiffusion impliqués. Selon [Cloude et Pottier, 1996], la décomposition de $[T]$ fournit 3 vecteurs propres (\vec{k}_1 , \vec{k}_2 , \vec{k}_3), de valeurs propres associées λ_1 , λ_2 et λ_3 , tels que [Imbo et Souyris, 2000] :

$$k_i = [\cos\alpha_i; \sin\alpha_i \cos\beta_i e^{-j\delta_i}; \sin\alpha_i \sin\beta_i e^{-j\gamma_i}]^T \quad (2.80)$$

Cette décomposition conduit à la définition de deux paramètres principaux : l'*indicateur moyen de rétrodiffusion* $\hat{\alpha}$ qui caractérise la nature du mécanisme de rétrodiffusion mis en jeu, et l'*entropie* H qui renseigne sur l'efficacité de ce mécanisme à dépolariiser l'onde incidente. Le paramètre moyen $\hat{\alpha}$ est défini comme suit :

$$\hat{\alpha} = \sum_{i=1}^3 P_i \alpha_i \quad (2.81)$$

où P_i est la i^{eme} valeur propre normalisée :

$$P_i = \frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^3 \lambda_i} \quad (2.82)$$

$\hat{\alpha}$ est compris dans l'intervalle $[0, \frac{\pi}{2}]$. Une valeur nulle de ce paramètre indique un mécanisme de réflexion simple (surfacique) alors qu'il vaut $\frac{\pi}{2}$ dans le cas d'une réflexion type double-rebond et $\frac{\pi}{4}$ pour un mécanisme de type dipôle (diffusion volumique).

Concernant l'entropie H , celle-ci est définie par :

$$H = \sum_{i=1}^3 -P_i \log_3(P_i) \quad (2.83)$$

L'entropie varie entre 0 et 1. Si l'entropie est faible, le milieu peut être considéré comme faiblement dépolarisant et l'une des valeurs propres prime sur les 2 autres. Il est alors possible d'identifier le mécanisme de rétrodiffusion dominant par l'extraction du vecteur propre associé à la valeur propre prépondérante, les autres pouvant être ignorées. Les mécanismes de diffusion de faible entropie peuvent notamment être utilisés pour l'étude des phénomènes de réflexions multiples dans les milieux à faibles pertes (calottes glacières, écoulements de laves, régions désertiques). Une entropie proche de 1 indique au contraire que le milieu est fortement dépolarisant. Les valeurs propres sont dites dégénérées et trahissent un processus de rétrodiffusion complexe caractéristique des zones forestières.

Selon une autre approche, une matrice de diffusion symétrique $[S]$ peut être décomposée selon 3 composantes cohérentes : diplanaire, shérique et hélicoïdale, chacune représentant une forme d'interaction distincte dont la contribution peut être estimée par [Krogager, 1990] :

$$[S] = \alpha[S]_{sphre} + e^{i\varphi}\nu[S]_{diplan} + e^{i\varphi}\eta[S]_{helix} \quad (2.84)$$

2.5.9 Applications planétologiques de la polarimétrie radar

Les techniques radar se prêtent à l'observation du système solaire et plus précisément des planètes telluriques (Mercure, Vénus, Terre, Mars), des satellites naturels (Lune, Titan) et des astéroïdes. Les applications de la polarimétrie par synthèse d'ouverture seront décrites dans ce chapitre où l'on distingue les applications terrestres de celles orientées vers l'exploration spatiale.

Applications terrestres

Hormis la mission SIR-C en 1994, les travaux de polarimétrie radar n'ont été réalisés jusqu'à récemment qu'à partir de systèmes SAR aéroportés (cf. Tableau 2.2). Cependant, le succès avéré des applications géoscientifiques de la polarimétrie en télédétection radar a encouragé le lancement de plate-formes orbitales telles que le satellite multipolarimétrique A-SAR/ENVISAT en 2002, RADARSAT-2 et ALOS/PALSAR prévus pour fin 2005 (cf. Tableau 2.3) dédiés à l'observation de la Terre.

opérateur	porteur, capteur	bande	acquisitions
ERIM	P-3	X, C, L	polarimétrique
INTERA	Conquest, STAR	X	traitement SAR temps réel
NASA-JPL	DC-8, AIRSAR	C, L, P	polarimétrique
CCT	Convair 580	X, C	polarimétrique
TNO	PHARUS	C	polarimétrique
Dornier	DO-SAR	Ka, X, C	interférométrique
DLR	E-SAR	X, C, L, P	polarimétrique
ONERA	Transall C-160, RAMSES	Ku, X, C L, P	polarimétrique interférométrie polarimétrique

TAB. 2.2 – Quelques systèmes SAR aéroportés

satellite	date de lancement	bande	acquisitions
SEASAT	1978	L	correlation optique/numérique
SIR-A	1981	L	correlation optique
SIR-B	1984	L	multi-incidence
ERS-1	1991	C	polarisation VV, mono-incidence
JERS-1	1992	L	polarisation HH, capteur optique
SIR-C/X-SAR	1994	X, C, L	polarimétrique, multi-incidence multi-résolution (X-SAR)
ERS-2	1995	C	polarisation VV, mono-incidence
RADARSAT-1	1995	C	polarisation HH, multi-incidence multi-résolution
ENVISAT	2002	C	polarimétrique, multi-incidence multi-résolution
RADARSAT-2	2005	C	polarimétrique, multi-incidence polarimétrique
ALOS	2005	L	polarimétrique, multi-incidence capteur optique

TAB. 2.3 – Principaux systèmes SAR orbitaux

Dans les chapitres précédents, nous nous sommes intéressés à la compréhension et à l'exploitation de produits multi-polarisés tels que des images d'intensités (HH, HV, VV), ainsi qu'à l'étude de la totalité des capacités polarimétriques. Si par le passé l'utilisation de données multi-polarisées était suffisante pour la résolution de problèmes de levés cartographiques comme la distinction entre l'eau, la terre et les calottes polaires, les applications envisagées actuellement impliquent le recours à des données polarimétriques complètes car elles permettent de lever de nombreuses ambiguïtés liées à la topographie du terrain et de mieux exploiter l'information d'amplitude et de phase [Lee *et al.*, 2001].

L'agriculture

L'utilisation de l'imagerie SAR en agriculture a fait l'objet de très nombreux travaux ces dernières années [Zribi, 1995; Rakotoarivony, 1995; Davidson *et al.*, 2000; 2003]. La rétrodiffusion par des cibles agricoles étant la combinaison de 3 mécanismes de rétrodiffusion (diffusion de surface, diffusion de volume due aux plantes, interaction des signaux rebondissant sur la végétation et le sol), la polarimétrie permet le suivi et la distinction des différentes cultures en tirant partie du changement des propriétés diffusantes des plantations occasionné par la croissance et le mûrissement des plantes. Par exemple, au début de la saison végétative, le terme de diffusion de surface est le plus intense tandis qu'en période de floraison, le terme prédominant est celui de la diffusion volumique due au feuillage. Puis, en fin de croissance, on observe une combinaison d'échos dont la composante majeure provient de l'interaction sol-végétation. On comprend alors toute l'importance et la puissance de la synthèse de polarisation pour ce type d'application qui, par l'inversion des mécanismes de rétrodiffusion à partir de la matrice de diffusion, permet de suivre l'évolution des cultures et la conservation des sols, question majeure en agriculture.

De même, suivant les instruments aratoires utilisés, les labours et leurs résidus modifient le caractère de la surface ainsi que sa sensibilité à l'érosion éolienne et sa qualité hydrique. Les données polarimétriques peuvent s'avérer très utiles pour la surveillance de ces résidus notamment par l'influence de leurs irrégularités sur la polarisation de l'onde rétrodiffusée. C'est le cas de la rugosité [Mattia *et al.*, 1997] qui, si elle est suffisamment importante, peut dépolariser l'onde incidente [Kasilingam *et al.*, 2001] sous l'effet de réflexions multiples [Chen *et al.*, 2000]. À partir d'images SIR-C, [McNairn *et al.*, 2002b;a] ont montré comment différents types de labours et de résidus peuvent modifier les signatures de polarisation et la différence de phase co-polaire qui caractérisent les mécanismes de rétrodiffusion.

Les données polarimétriques trouvent également une application en terme de rendement agricole par l'estimation du volume des biomasses [Melon, 2002] qui contrôlent la quantité d'énergie rétrodiffusée. Par exemple, une zone dense en biomasse peut présenter une rétrodiffusion plus ou moins intense en fonction du stade phénologique de la culture ou des conditions environnementales comme l'humidité des sols. Ainsi, une culture très humide (donc très réfléchissante) contenant peu de biomasse présentera une rétrodiffusion plus forte que des zones plus riches en biomasse et inversement si l'humidité volumique du sol est faible (pénétration des ondes radar) et les irrégularités de surface petites devant la longueur d'onde.

La foresterie

L'une des principales préoccupations de notre siècle concerne l'évaluation de l'état et de la dynamique des forêts à l'échelle planétaire et leur impact sur le cycle du carbone. Dans ce sens, la cartographie spatiale des forêts et de leur évolution s'avère indispensable tant pour la surveillance de la déforestation et des incendies que pour l'extraction de données biophysiques comme la biomasse et l'âge des arbres. L'utilisation de données polarimétriques en complément d'applications de gestion des forêts peut permettre une telle cartographie par l'identification de différences structurelles entre les couverts forestiers (absence ou présence de biomasse) et leurs impacts sur les mécanismes de diffusion : réflexion simple (diffusion de surface), réflexion de type double-rebond (dièdre tronc-sol) ou diffusion de volume (feuillage, branchage) [Melon, 2002].

L'extraction de données biophysiques à partir des images SAR dépend entre autres de la fréquence : les basses fréquences (bandes L et P) pénètrent mieux le couvert végétal et agissent davantage avec ses éléments structuraux (branches, troncs) tandis qu'aux plus hautes fréquences (bandes C et X), l'interaction a lieu surtout sur la partie supérieure du couvert. De même la polarisation renseigne sur les mécanismes de diffusion dans la mesure où la gamme dynamique de la rétrodiffusion d'un peuplement uniforme dépend fortement de celle-ci [Toan *et al.*, 1992].

L'hydrologie

La question de l'eau constitue à l'heure actuelle un enjeu majeur de notre civilisation. L'utilisation des systèmes SAR en hydrologie ayant connu peu de succès opérationnel ou commercial en raison des performances limitées des systèmes monocanaux (ERS-1/2;

RADARSAT-1/2), la polarimétrie permet des les rendre opérationnels pour des applications de cartographie de zones inondables, de terres humides ou encore de l'humidité des sols.

L'imagerie radar s'est révélée très précieuse pour la cartographie des inondations et la classification de la végétation des terres humides. Les étendues d'eau produisant de faibles échos, celles-ci apparaissent généralement sombres par contraste avec des zones végétalisées inondées, ce qui permet d'identifier des zones inondées dépourvues de végétation et de déterminer l'étendue de l'inondation. Cependant, ce type d'application reste confiné aux régions faiblement peuplées et aux sols agraires.

L'humidité du sous-sol constitue un paramètre important en matière de ressources naturelles et d'aménagement du territoire par la modélisation hydrologique ainsi que par l'étude d'infiltration des sols et de leur saturation en eau pour les risques d'inondation. De par leur dépendance à la constante diélectrique des sols, fonction de leur teneur en eau, les données SAR sont parfaitement adaptées à ce type d'application. Comme le montrent de nombreuses études empiriques [Dubois *et al.*, 1995; Oh *et al.*, 1994; Rakotoarivony, 1995], l'humidité du sol joue un rôle majeur sur l'état de polarisation de l'onde réfléchi. Il s'agit précisément de cette sensibilité que nous avons étudiée au cours de nos travaux de thèse. Nous montrerons notamment comment l'utilisation de données polarimétriques (amplitude et phase) permet de remonter aux paramètres d'humidité du sous-sol : la détection de structures humides de subsurface peut-être rendue possible par l'analyse phasimétrique de telles données [Lasne *et al.*, 2004]. Nous proposerons également une modélisation analytique des performances de détection de l'humidité du sous-sol par des systèmes SAR polarimétriques au moyen d'un modèle de rétrodiffusion type IEM [Lasne *et al.*, 2005] détaillé au chapitre suivant et visant à terme à proposer une méthode opérationnelle de mesure de l'humidité du sous-sol par télédétection radar en contexte aride, avec des implications importantes pour l'exploration de Mars.

Applications à l'exploration planétaire

Bien qu'à ce jour les travaux de polarimétrie concernent exclusivement les surfaces terrestres, les techniques radar par synthèse d'ouverture ont été appliquées avec succès à l'exploration du système solaire dès les années 1960. La première des applications des techniques radar dans le domaine planétologique a consisté à cartographier la rétrodiffusion de la surface des planètes. Toutefois, il convient de parler d'imagerie plus que de cartographie dans la mesure où le capteur mono-polarisé fournit une image bidimensionnelle dans laquelle chaque pixel caractérise la mesure d'une puissance rétrodiffusée indépendamment de la polarisation utilisée.

Du fait de l'opacité de l'atmosphère, l'observation de la surface de Vénus n'a pu être réalisée qu'au moyen de radar terrestres ou orbitaux. Les observations terrestres ont débuté dans les années 1960 à l'aide des radiotélescopes américains (antenne Arécibo à Porto Rico, Goldstone en Californie) et soviétiques. Dans les meilleures conditions, 30 % seulement de la surface, limités aux régions équatoriales, ont été observés depuis la Terre avec une résolution de 1 à 2 kilomètres. Les expériences spatiales des sondes américaines et soviétiques ont ensuite permis d'améliorer considérablement notre connaissance de la surface de Vénus.

En 1978, la NASA procéda au lancement des sondes *Pioneer-Venus* 1 et 2 équipées respectivement d'un radar altimètre et d'une antenne radar de cartographie qui permirent la cartographie de 93 % de la surface de Vénus avec une résolution moyenne de l'ordre de 200 mètres. Dotées d'un radar à ouverture de synthèse, les sondes soviétiques *Venera* 15 et *Venera* 16 ont permis de sonder la surface de Vénus à l'aide d'un faisceau radio de 8 cm de longueur d'onde. Elles en analysèrent ainsi la morphologie avec une résolution de 1 à 2 kilomètres. À partir de 1990, le radar altimétrique et le radar imageur à ouverture synthétique embarqués à bord de la sonde *Magellan* réalisèrent la cartographie de plus de 98 % de la surface de Vénus avec une précision altimétrique de 50 mètres. La résolution des images SAR atteignant 120 mètres à l'équateur et 250 mètres aux pôles, l'ensemble des données radar a permis de connaître la topographie de Vénus avec une précision sans précédent, supérieure à celle de la Terre! [Pettengill et al., 1991; Baker et al., 1992; Saunders et al., 1992; Solomon et al., 1992]

L'imagerie radar a révélé que la surface vénusienne présente une grande diversité morphologique résultant d'une histoire volcanique et tectonique complexe. L'analyse des données radar a également permis d'estimer l'âge moyen de la croûte vénusienne à 500 millions d'années environ, en raison de la faible population d'impacts météoritiques uniformément distribués sur la surface. Le radar de la sonde a fait découvrir d'importants volcans, de grandes coulées de lave solidifiées et de nombreuses structures tectoniques résultant d'une déformation crustale extensive et/ou compressive (cf. Figure 2.18). Ces déformations présentent des morphologies linéaires (chaînes de rides et de fractures, canyons), courbes (chaînes de montagne) et circulaires (coronae) et affectent l'ensemble de la surface, trahissant la dynamique interne de Vénus.

Avec Vénus, Mars est la planète qui a le plus intensément sollicité notre attention. Les observations radar de Mars ont débuté dans les années 1960 par des acquisitions depuis la Terre au moyen notamment des antennes GSSR (Goldstone Solar System Radar) et Arévalo à 12.6 cm (bande S) et 3.5 cm (bande X) de longueur d'onde en polarisation circulaire (L et R). Bien que ces données radar aient joué un rôle essentiel dans la détermination des sites d'"amarsissage" des sondes *Viking* 1 et 2 [Masursky et Crabill, 1976], Pathfinder [Haldemann et al., 1997], et plus récemment des rovers *MER Spirit* et *Opportunity* [Haldemann et al., 2003], elles n'en demeurent pas moins les seules réalisées à ce jour pour l'exploration de Mars. Cependant, par leur capacité de pénétration, les radar sondeurs connaissent un intérêt croissant notamment pour la recherche de l'eau qui constitue l'une des priorités du programme international d'exploration de Mars. Dans ce sens, 2 radar sondeurs ou *GPR* (Ground Penetrating Radar) sont prévus pour l'étude de la stratigraphie et la détection de la présence éventuelle de réservoirs d'eau liquide en profondeur, celle-ci ne pouvant exister en surface en raison des conditions de température et de pression qui en interdisent la stabilité (sublimation). Les deux missions sont (1) l'actuelle expérience *MARSIS* (2 MHz) à bord de l'orbiteur *Mars Express* dont les performances attendues devraient permettre d'atteindre théoriquement des profondeurs de 2.5 à 5 km (où l'on suppose la présence d'eau sous forme liquide) et (2) l'instrument *SHARAD* à 20 MHz sur la sonde *Mars Reconnaissance Orbiter* (*MRO*) avec des performances estimées à 1 km. Des missions SAR sont également à l'étude : elles concernent l'utilisation de radar polarimétriques pour l'étude de la proche subsurface et la préparation de futures missions habitées. Ainsi, la mission *Mars Environment Evolution Mission* (MEEM, 2009)

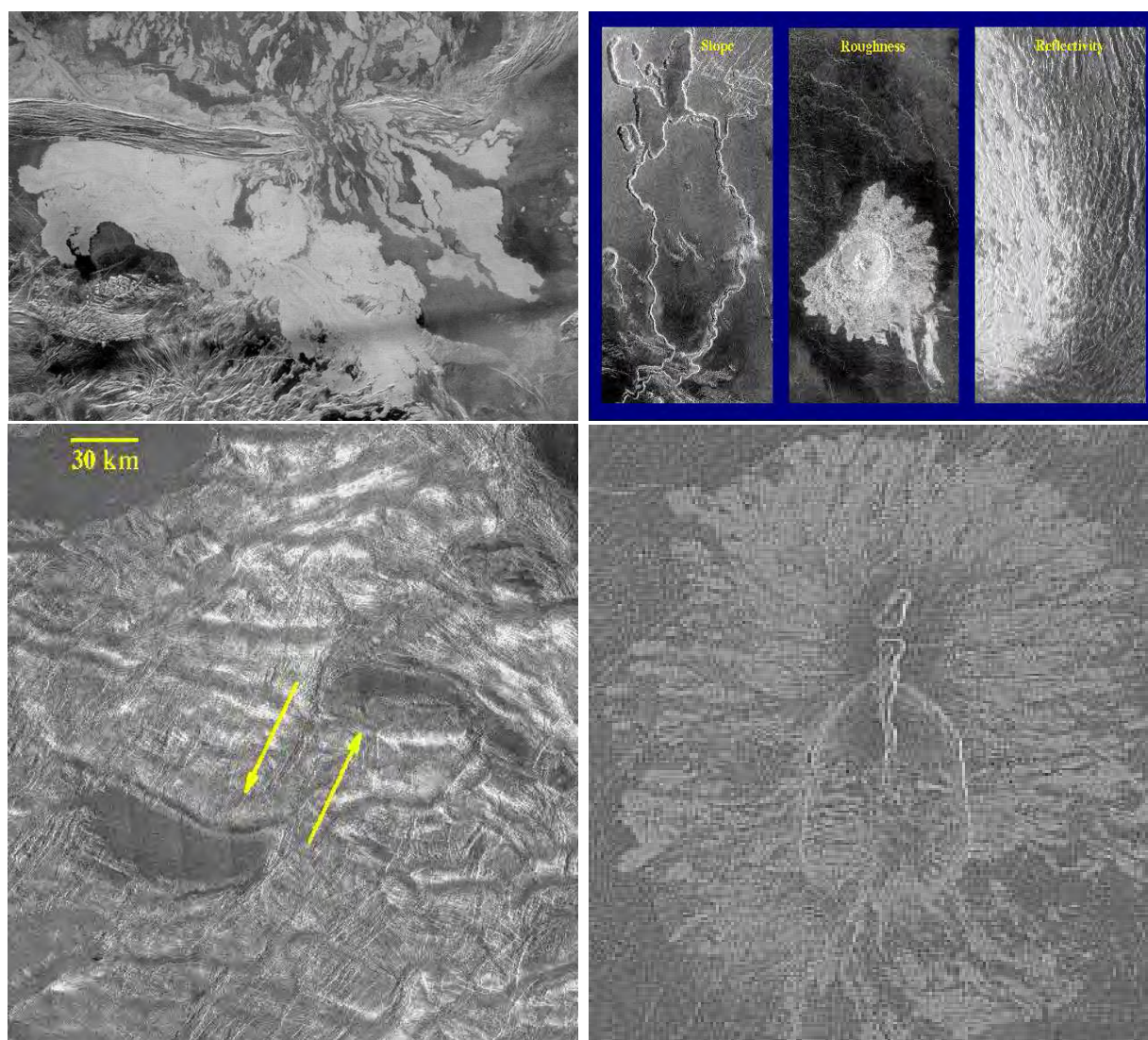


FIG. 2.18 – *Acquisitions radar de la surface de Vénus par la sonde Magellan.*

[Paillou *et al.*, 2001b] proposera un SAR orbital bande P pour la cartographie complète de la surface de Mars avec une précision de 50 m et des performances de pénétration estimées à 10 m. Ce système pourrait également disposer d'un mode interférométrique pour la cartographie de la topographie de surface à 50 m de résolution. S'inscrivant dans la même thématique, le projet *Scout Radar* propose un radar orbital à ouverture synthétique en bande P pour cartographier la géomorphologie de surface et de la proche subsurface (3 à 5 mètres) et détecter des structures hydriques enfouies [Campbell, 2001; Campbell *et al.*, 2004].

2.6 Les apports de l'interférométrie

Comme nous l'avons mentionné en section 2.2.3, l'information de phase contenue dans les images radar renseigne sur les propriétés diffusantes de la cible. Cependant, compte

tenu de sa sensibilité au relief, la phase du signal radar a permis l'émergence d'une nouvelle discipline : l'*interférométrie* qui consiste à exploiter la relation entre le déphasage et le trajet optique parcouru entre le capteur et la cible. Comme le montre la Figure 2.19, l'utilisation de deux systèmes d'acquisition distincts, séparés d'une distance D appelée *base*, génère une différence de marche ΔR entre le réflecteur et chacune des antennes, et par conséquent un déphasage entre les deux images acquises. L'image des différences de phase dérivée du couple interférométrique constitue un *interférogramme* qui permet de retrouver, avec une très grande précision, l'altitude relative de chacun des points imagés en exploitant les franges d'interférences formées par les deux échos. La technique appelée *déroulement de la phase* consiste à convertir le déphasage des franges connu modulo 2π en déphasage absolu proportionnel à la différence de chemin parcouru. Dans les cas favorables, ce traitement permet d'obtenir un *modèle numérique de terrain (MNT)*. Par exemple, consistant en un système radar spécialement modifié embarqué sur la navette spatiale Endeavour en 1999, la mission Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) a permis d'obtenir un modèle numérique de terrain global de la Terre par interférométrie spatiale. Le principe de fonctionnement de ce système repose sur l'utilisation simultanée de radar interférométriques à synthèse d'ouverture (InSAR) en bande C et X sur une base de 60 m (émetteurs et récepteurs espacés par un mât de 60 m pour chacune des fréquences). La mission SRTM a permis de dresser la base de données topographiques terrestres la plus complète à ce jour, couvrant 80% de la surface du globe avec des résolutions horizontales (radiale et azimutale) de 30 m par 30 m pour une résolution verticale (en altitude) variant entre 3 et 6 m [Bamler, 1999].

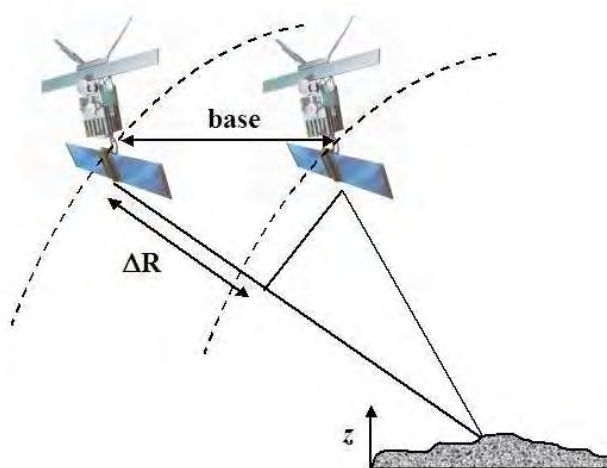


FIG. 2.19 – Géométrie d'acquisition interférométrique.

Pour être opérationnelle, cette discipline doit répondre à plusieurs contraintes. Dans le cas d'un système mono-passe, le couple interférométrique est obtenu par deux antennes simultanément, l'une émettrice-réceptrice, l'autre réceptrice uniquement, asservies sur deux trajectoires parallèles. Il s'agit typiquement de systèmes aéroportés soumis à des contraintes de stabilité. En effet, de petites perturbations en roulis peuvent avoir un

effet important sur le déphasage, la différence de chemin parcouru variant sensiblement à l'échelle de la longueur d'onde. Une deuxième méthode consiste à exploiter les images acquises à deux dates différentes par un même radar sur deux trajectoires suffisamment rapprochées. On parle alors d'interférométrie multi-passe pour laquelle il est nécessaire (1) de connaître très précisément les trajectoires et (2) que la durée séparant les acquisitions (*base temporelle*) soit minimale, une durée trop longue favorisant les changements d'état de surface et donc la perte de cohérence entre les échos.

Dans les deux cas, les franges d'interférences ne peuvent être obtenues que si la base séparant les deux antennes est inférieure à une valeur critique. La *base critique* est définie comme la distance au-delà de laquelle les deux signaux réfléchis deviennent incohérents ce qui a pour effet de brouter les franges et de les rendre inexploitable dans la mesure où les facettes réflectrices locales diffèrent d'une image à l'autre. De même que l'on avait défini la cohérence polarimétrique (Equation 2.66), on peut définir une *cohérence interférométrique* [Polidori, 1997] :

$$\gamma_{12}^{int} = \frac{\langle S_1 S_2^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_1|^2 \rangle} \sqrt{\langle |S_2|^2 \rangle}} \quad (2.85)$$

qui mesure la cohérence de phase entre deux échos S_1 et S_2 et évalue le degré de corrélation entre les deux images complexes.

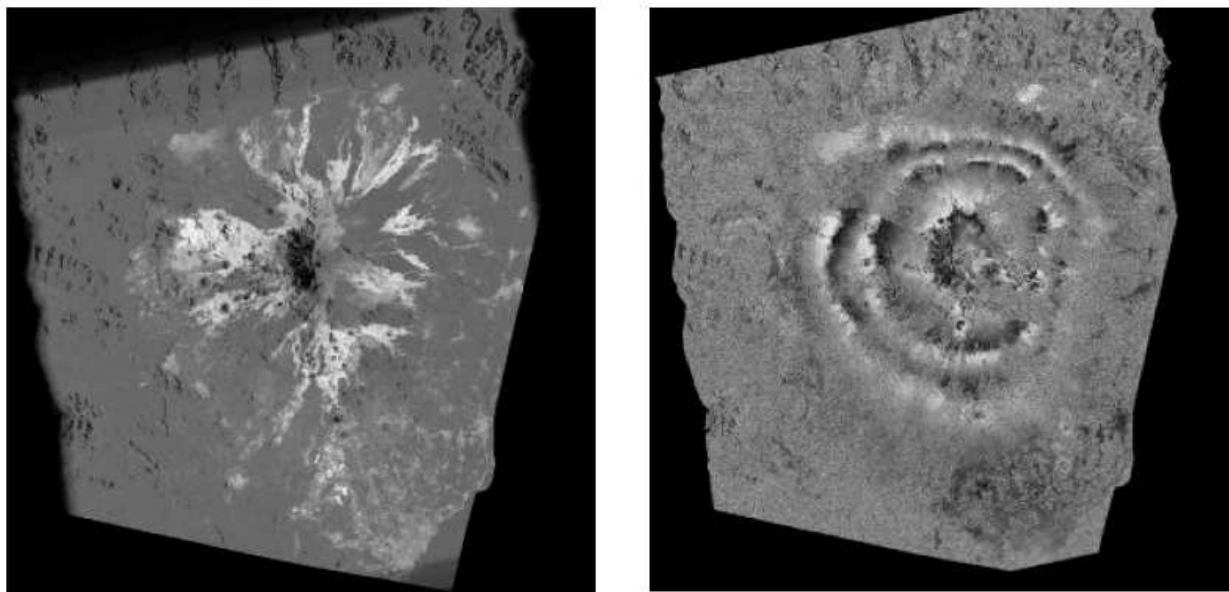


FIG. 2.20 – *Interférométrie différentielle appliquée à la déflation de l'Etna. À gauche : image de cohérence interférométrique. L'échelle en niveau de gris indique le degré de cohérence (maximum en blanc et minimum en noir). À droite : interférogramme montrant les franges d'interférences témoignant d'une modification topographique due à l'inflation/déflation de l'Etna. [Massonnet et al., 1995]*

Les équations de l'interférométrie s'appuyant sur l'hypothèse de stationnarité du terrain entre les deux acquisitions, un système interférométrique permet de restituer la topo-

graphie de la surface étudiée. Si cette condition n'est pas vérifiée, un mouvement de la surface même infime (une fraction de longueur d'onde) peut affecter le déphasage dans l'interférogramme. En mode multi-passe, l'interférométrie différentielle permet de mettre en évidence et de cartographier de petites déformations de surface à partir d'interférogrammes acquis à des dates différentes. Par exemple, le traitement interférométrique de jeux de données d'ERS-1 a révélé les effets du séisme de Landers en Californie [Massonnet *et al.*, 1993] et de l'éruption de l'Etna [Massonnet *et al.*, 1995] sur les modifications topographiques affectant les franges d'interférences (Figure 2.20).

Bien que cette technique n'ait pas été considérée au cours de nos travaux, il convient de noter les formidables perspectives d'applications qu'offre l'interférométrie polarimétrique. En effet, en étudiant les propriétés interférométriques de données polarimétriques, il sera non seulement possible d'identifier les différents mécanismes de rétrodiffusion mis en jeu et de remonter aux propriétés de surface (topographie) et de subsurface, mais également de les localiser dans l'espace.

Chapitre 3

Modélisation électromagnétique de la rétrodiffusion

Les modèles de rétrodiffusion des ondes radar sur des surfaces naturelles ont été développés pour simuler le signal radar rétrodiffusé en fonction des caractéristiques physiques de la surface d'une part (humidité, rugosité) et d'autre part des paramètres d'illumination (fréquence, angle d'incidence, polarisation). À terme, l'objectif de ces modèles est de relier la mesure du coefficient de rétrodiffusion aux paramètres bio-géophysiques de la scène et de permettre l'inversion de ceux-ci à partir de données SAR par le biais de la matrice de rétrodiffusion telle que définie en section 2.5.4. Ces modèles étant fondés sur la théorie de la diffusion d'une onde électromagnétique par une surface, la complexité des phénomènes d'interaction (réflexion, transmission et diffusion de volume) et le nombre de paramètres contribuant à la réponse du signal rendent l'estimation et l'interprétation des contributions de ces paramètres très délicates. Néanmoins, pour y parvenir, différentes approches ont été utilisées de façon complémentaire pour comprendre les mécanismes de rétrodiffusion et tenter d'extraire les caractéristiques bio-géophysiques du terrain à partir de données SAR. On comprend alors l'avantage des acquisitions polarimétriques dans l'optimisation des performances d'extraction des paramètres naturels par de tels modèles dans la mesure où la polarimétrie constitue un apport indéniable dans la compréhension des mécanismes de rétrodiffusion.

Une description complète des différents modèles est présentée par [Ulaby *et al.*, 1982] et [Fung, 1994a] et leurs domaines de validité concernant le type de rugosité ou la fréquence utilisée sont largement décrits dans la littérature.

Pour des sols nus, le coefficient de rétrodiffusion défini en section 2.2.3, s'exprime en fonction de la configuration radar et des propriétés de la surface. Conformément à la section 2.3.2, les paramètres nécessaires à la description de la rugosité de surface en entrée des modèles sont l'écart-type des hauteurs σ , souvent exprimé en unité de longueur d'onde et noté $k\sigma$ (où $k = \frac{2\pi}{\lambda}$), la longueur de corrélation normalisée kl_c qui représente la distance à partir de laquelle deux points de la surface sont statistiquement indépendants devant la longueur d'onde et la fonction d'autocorrélation ρ . Les sections suivantes rappellent brièvement les principaux modèles analytiques et empiriques ainsi que leur domaine de validité, relatif aux paramètres de rugosité.

3.1 Modèles analytiques

Tous ces modèles sont basés sur l'expression vectorielle du champ diffusé \vec{E}_s selon la formule [Stratton et Chu, 1939; Stratton, 1941; Silver, 1947; Ulabay et al., 1982] :

$$\vec{E}_s = K \hat{n}_s \times \oint_{\Sigma} [\hat{n} \times \vec{E} - \eta_s \hat{n}_s \times (\hat{n} \times \vec{H})] e^{jk_s \vec{r} \cdot \hat{n}_s} d\Sigma \quad (3.1)$$

où $K = -jk_s \frac{e^{-jk_s R_o}}{4\pi R_o}$ est un terme de propagation et

- \hat{n}_s : vecteur unitaire dans la direction de diffusion,
- \hat{n} : vecteur unitaire normal à l'interface du milieu dans lequel la diffusion est considérée (\hat{n}_1 ou \hat{n}_2),
- η_s : impédance intrinsèque du milieu dans lequel le champ diffusé \vec{E}_s est évalué,
- k_s : nombre d'onde du milieu dans lequel le champ diffusé \vec{E}_s est évalué,
- R_o : distance entre le centre de la cellule de résolution et le point d'observation,
- \vec{E} et \vec{H} : champs électrique et magnétique totaux sur l'interface.

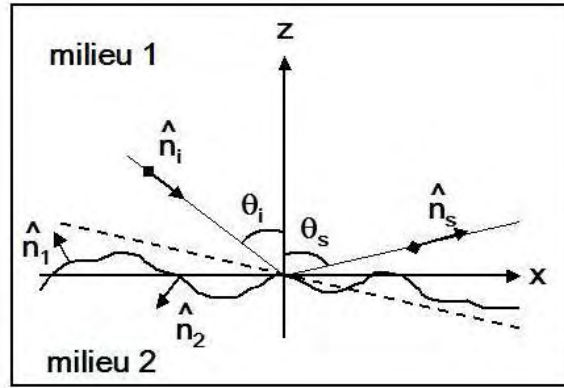


FIG. 3.1 – Configuration géométrique de la diffusion de surface.

Cette formule a été démontrée par Stratton et Chu [Stratton et Chu, 1939] à partir du théorème vectoriel de Green qui permet d'exprimer le champ diffusé en tout point d'une région sans source entourée par une surface fermée, à condition de connaître les champs $\hat{n} \times \vec{E}$ et $\hat{n} \times \vec{H}$ tangents à cette surface. Il convient de préciser que la relation 3.1 est déduite de la relation rigoureuse de Stratton et Chu en faisant l'approximation de la zone lointaine qui permet de mettre en facteur la fonction d'onde sphérique K .

L'équation 3.1 ne possédant pas de solution analytique, le domaine de validité des résultats obtenus à partir de cette relation est fonction des hypothèses simplificatrices considérées pour le calcul des termes $\hat{n} \times \vec{E}$ et $\hat{n} \times \vec{H}$. Diverses méthodes, ou modèles, sont utilisées selon le degré de rugosité de la surface considérée. Rappelons d'abord que la rugosité d'une surface est caractérisée par deux paramètres :

- l'écart-type des hauteurs σ ou hauteur quadratique moyenne qui caractérise la dimension verticale de la rugosité,

- la longueur de corrélation l_c qui caractérise la dimension horizontale de la rugosité.

3.1.1 Modèle *PO* utilisant l'approximation de Kirchhoff

Le modèle *PO*, pour *Physical Optics model*, est utilisé pour des surfaces moyennement rugueuses *i.e.* de longueur de corrélation grande devant la longueur d'onde (>2 ou 3λ) et d'écart-type des hauteurs inférieur, environ, à $\lambda/3$. Ce modèle utilise l'approximation de Kirchhoff qui suppose que le champ total en tout point de la surface peut être calculé comme si le champ incident était réfléchi par un plan infini localement tangent à la surface. Ainsi, la surface peut être décomposée en une succession de facettes élémentaires planes de normales unitaires \hat{n}_1 et les champs tangents $\hat{n}_1 \times \vec{E}$ et $\hat{n}_1 \times \vec{H}$ peuvent être exprimés en fonction de l'onde incidente et des coefficients de Fresnel sur une surface plane.

En se plaçant dans le repère

$$\hat{t} = \frac{\hat{n} \times \hat{n}_i}{|\hat{n} \times \hat{n}_i|}; \hat{d} = \hat{n}_i \times \hat{t}; \hat{n}_i = \hat{t} \times \hat{d} \quad (3.2)$$

et en supposant une onde incidente de nombre k_1 , polarisée dans la direction \hat{a} et se propageant dans le milieu 1 suivant la direction \hat{n}_i :

$$\vec{E}_i = E_o \exp(-jk_1 \hat{n}_i \cdot \vec{r}) \hat{a} \quad (3.3)$$

l'expression des champs tangentiels peut être formulée comme suit:

$$\begin{cases} (\hat{n}_1 \times \vec{E}) = [(1 + R_\perp)(\hat{a} \cdot \hat{t})(\hat{n}_1 \times \hat{t}) - (1 - R_\parallel)(\hat{n}_1 \cdot \hat{n}_i)(\hat{a} \cdot \hat{d})\hat{t}] E_o e^{-jk_1 \hat{n}_1 \cdot \vec{r}} \\ \eta_1 (\hat{n}_1 \times \vec{H}) = -[(1 - R_\perp)(\hat{n}_1 \cdot \hat{n}_i)(\hat{a} \cdot \hat{t})\hat{t} + (1 + R_\parallel)(\hat{a} \cdot \hat{d})(\hat{n}_1 \times \hat{t})] E_o e^{-jk_1 \hat{n}_1 \cdot \vec{r}} \end{cases} \quad (3.4)$$

En injectant les équations du système 3.4 dans l'équation 3.1, l'expression du champ diffusé devient:

$$\vec{E}_s = K \hat{n}_s \times \oint_{\Sigma'} [\hat{n}_1 \times \vec{E} - \eta_1 \hat{n}_s \times (\hat{n}_1 \times \vec{H})] e^{jk_1 (\hat{n}_s - \hat{n}_i) \cdot \vec{r}'} d\Sigma' \quad (3.5)$$

L'hypothèse alors introduite pour résoudre le problème (équation 3.5) suppose des surfaces à faible pente avec un écart-type des hauteurs petit ou moyen [Ulaby *et al.*, 1986; Ulaby *et Elachi*, 1990] ce qui se traduit, pour une fonction d'autocorrélation gaussienne, par les conditions de validité suivantes:

$$2k\sigma \cos\theta = 2 \text{ à } 3 \quad (3.6)$$

$$m = \sqrt{\sigma^2 |\rho_0''|} < 0.25 \quad (3.7)$$

$$kl_c > 6 \text{ et } 0.06(kl_c)^2 > k\sigma \quad (3.8)$$

La diffusion de l'onde incidente compte ici une composante spéculaire et une composante partiellement diffuse. Le coefficient de rétrodiffusion est alors la somme de trois termes calculés séparément:

$$\sigma_{pp}^o = \sigma_{pp,refl}^o + \sigma_{pp,diffus}^o + \sigma_{pp,pente}^o \quad (3.9)$$

où $\sigma_{pp,refl}^o$ correspond à la composante de réflexion spéculaire, $\sigma_{pp,diffus}^o$ celle de diffusion incohérente et $\sigma_{pp,pente}^o$ représente la composante de diffusion incohérente dépendant des pentes de la surface au premier ordre. Leur expression est détaillée en Annexe 3.6.1.

3.1.2 Modèle *GO* utilisant la méthode de la phase stationnaire

Le modèle *GO*, pour *Geometrical Optics model*, applique la méthode de la phase stationnaire pour le calcul de l'intégrale du champ diffusé (équation 3.5). Les hypothèses de validité de cette méthode imposent que le rayon de courbure en chaque point de la surface soit très grand devant la longueur d'onde incidente. Du point de vue des paramètres descriptifs de la rugosité, il faut non seulement que la dimension horizontale de cette rugosité (longueur de corrélation) soit très grande devant la longueur d'onde, mais également que l'écart-type des hauteurs soit relativement faible devant la longueur de corrélation. En d'autres termes, de grands écart-types des hauteurs sont envisageables à condition que la longueur de corrélation du profil de rugosité de surface soit suffisamment grande pour préserver un rayon de courbure grand devant la longueur d'onde, condition indispensable à la validité de l'approximation de Kirchhoff [Sancer, 1968; 1969; Ulabay et al., 1986]. Cependant, la méthode *GO* ne tient compte que de la diffusion incohérente dans la direction spéculaire du rayonnement. Du point de vue de la rétrodiffusion, cela signifie que le champ diffusé est essentiellement dû à la diffusion de l'onde radar par un grand nombre de *petites facettes* normales à la direction d'observation et donc vues selon la direction spéculaire, ce qui arrive d'autant plus souvent que la surface est rugueuse.

Dans le cas d'une surface isotrope où la fonction de corrélation ne dépend plus que de la distance ($\rho(u, v) = \rho(r)$) et considérant une distribution gaussienne des hauteurs, les conditions de validité relatives aux paramètres $k\sigma$ et kl_c sont les suivantes :

$$kl_c > 6 \text{ et } 0.06(kl_c)^2 > k\sigma \quad (3.10)$$

$$(2k\sigma \cos\theta)^2 > 10 \quad (3.11)$$

Les coefficients de rétrodiffusion peuvent alors être calculés au moyen des relations suivantes :

$$\sigma_{pq}^o = 0 \text{ (p} \neq \text{q)} \quad (3.12)$$

pour des configurations contra-polaires ($pq = HV$ ou VH) et

$$\sigma_{pp}^o = \frac{|R_{pp}(0)|^2 e^{-\frac{tan^2\theta}{2m^2}}}{2m^2 \cos^4\theta} \quad (3.13)$$

pour les configurations co-polaires ($pp = HH$ ou VV) où θ est l'angle d'incidence et $R_{pp}(0)$ est le coefficient de Fresnel au nadir. Le terme $m = \sqrt{\sigma^2 |\rho_0''|}$ exprime l'écart-type des pentes dans lequel ρ_0'' représente la dérivée seconde à l'origine de la fonction d'autocorrélation. m vaut σ/l_c pour une fonction d'auto-corrélation exponentielle et $\sqrt{2}\sigma/l_c$ dans le cas gaussien. Il est important de noter que l'équation 3.13 représente une diffusion purement incohérente. Ainsi, ce résultat ne peut pas être applicable au cas de surfaces moyennement rugueuses (*i.e.* $(2k\sigma \cos\theta)^2 < 4$ [Ulabay et al., 1986]) dans la mesure où ce type de surface génère simultanément des diffusions cohérente et incohérente (cf. modèle *PO*). Par ailleurs, le modèle *GO* ne tenant pas compte des effets d'ombre et des réflexions multiples, celui-ci est essentiellement valable pour des incidences inférieures à 30° .

3.1.3 Modèle des petites perturbations

Le modèle *SPM* pour *Small Perturbation Model* s'applique à des surfaces faiblement rugueuses, de faible écart-type des pentes. Bien qu'aucune condition ne soit imposée sur la longueur de corrélation, il est cependant préférable que les dimensions horizontales soient faibles devant la longueur d'onde ce qui explique la validité de ce modèle pour les basses fréquences. L'approche de ce modèle est également fondamentalement différente des deux modèles précédents. Le champ diffusé y est représenté comme une superposition d'ondes planes, solutions des équations de Maxwell compte tenu de la linéarité des équations et des conditions aux limites imposées par la surface. Les termes co-polaires sont obtenus par un développement des champs au premier ordre et du second ordre pour les termes croisés et satisfaisant aux conditions suivantes :

$$k\sigma < 0.3 \text{ et } kl_c < 3 \quad (3.14)$$

$$m < 0.3 \quad (3.15)$$

Le coefficient de rétrodiffusion est alors déterminé au moyen des coefficients de Fresnel pour les polarisations horizontale et verticale et de la transformée de Fourier de la fonction d'auto-corrélation comme décrit en Annexe 3.6.1.

3.1.4 Modèle IEM (Integral Equation Method)

Les modèles précédemment évoqués sont applicables uniquement sous des conditions restreintes de rugosité. De plus, les modèles *PO* et *GO* imposent une condition supplémentaire qui réduit leur domaine d'applicabilité : les surfaces en question doivent être isotropes et de fonction d'autocorrélation gaussienne. Quant au modèle des petites perturbations, celui-ci n'est adapté qu'à des surfaces relativement lisses. Le modèle *IEM* pour *Integral Equation Method* constitue une solution alternative idéale pour une large gamme de profils de surface en terme de rugosité englobant les limitations tant des modèles reposant sur l'approximation de Kirchhoff (*PO*, *GO*) que du modèle *SPM*. Son calcul est basé sur une méthode de résolution itérative de la paire d'équations intégrales des composantes tangentielles des champs électrique et magnétique (équation de *Stratton-Chu*) à partir de l'expression des courants de surface mieux approchée que dans le cas de la méthode de Kirchhoff [Fung, 1994a]. Cette méthode est largement décrite dans la littérature [Fung, 1994a; Hsieh et al., 1997; Chen et al., 2000; Wu et Chen, 2001; 2004] et montre que le champ rétrodiffusé peut être décomposé sur la base des champs tangents à la surface. Adoptant une solution des champs tangents au premier ordre issue de la théorie du transfert radiatif [Fung, 1994a; Ulaby et Elachi, 1990], le champ rétrodiffusé peut alors être exprimé sous la forme de deux composantes. La première, appelée champ de Kirchhoff, est calculée sur la base de l'approximation du plan tangent et caractérise les mécanismes de diffusion par réflexion simple. La seconde, appelée champ complémentaire, permet de tenir compte des interactions multiples avec les rugosités environnantes.

Dans le formalisme *IEM*, trois termes de contributions de surface sont considérés dans le calcul du coefficient de rétrodiffusion [Fung et al., 1992a; Fung, 1994a; Hsieh et al., 1997; Wu et Chen, 2001] :

$$\sigma_{qp}^o = \sigma_{qp}^k + \sigma_{qp}^{kc} + \sigma_{qp}^c \quad (3.16)$$

où les indices q, p dénotent les états de polarisation en émission-réception. Les termes σ_{qp}^k , σ_{qp}^{kc} et σ_{qp}^c sont détaillés en Annexe 3.6.1 pour les modes co-polaires.

Le premier terme (σ_{qp}^k) est appelé terme de Kirchhoff. Il rend compte des effets de la rugosité de surface à grande échelle tandis que les deux autres correspondent à des corrections complémentaires de l'approximation de Kirchhoff. En théorie, lorsque la fréquence augmente, la rugosité de surface devient grande devant la longueur d'onde et le coefficient de rétrodiffusion est dominé par le terme σ_{qp}^k . Lorsque la fréquence est suffisamment grande, les termes σ_{qp}^{kc} et σ_{qp}^c tendent vers zéro. Sous ces conditions, le coefficient de rétrodiffusion donné par le modèle *IEM* se réduit mathématiquement au modèle de la phase stationnaire (*GO*) qui représente l'approximation de Kirchhoff pour les hautes fréquences.

Le domaine de validité du modèle *IEM*, est régi par les conditions suivantes :

$$k\sigma < 3 \text{ et } k\sigma k l_c < 1.5\sqrt{|\epsilon_r|} \quad (3.17)$$

$$\cos^2\theta \frac{(k\sigma)^2}{\sqrt{kc}} e^{-\sqrt{2kc(l_c - \sin\theta)}} < 0.25 \quad (3.18)$$

où c est la vitesse de la lumière dans le vide.

Sous des conditions de rugosités faibles à modérées ($k\sigma < 3$), [Fung et al., 1992a] montrent que la forme intégrale de l'équation 3.16 peut être résumée à la somme cohérente d'un terme de réflexion simple et d'un terme de réflexions multiples comme suit :

$$\sigma_{qp}^o = \sigma_{qp}^S + \sigma_{qp}^M \quad (3.19)$$

Le coefficient de rétrodiffusion de surface par réflexion simple s'écrit [Fung, 1994a] :

$$\sigma_{qp}^S(\theta) = \frac{k}{4} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} |I_{qp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(-2k \sin(\theta), 0)}{n!} \quad (3.20)$$

avec $\sin(\theta) = \sqrt{|\epsilon_r|} \sin(\theta_t)$ et

$$I_{qp}^n = (2k \cos(\theta) \sigma)^n f_{qp} e^{-k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} + \frac{(k \cos(\theta) \sigma)^n}{2} [F_{qp}(-k \sin(\theta), 0) + F_{qp}(k \sin(\theta), 0)] \quad (3.21)$$

$$W^{(n)}(-2k \sin(\theta)) = \sqrt{\frac{\pi}{n}} L e^{-\frac{(k L \sin(\theta))^2}{n}} \quad (3.22)$$

Dans l'équation 3.21, f_{qp} représente les coefficients des champs de Kirchhoff et F_{qp} correspond aux coefficients des champs complémentaires. Tous deux sont fonctions des coefficients de réflexion de Fresnel et sont mentionnés en Annexe 3.6.1 pour les modes d'acquisition co-polaires. L'équation 3.22 représente quant à elle, la transformée de Fourier de la puissance n^{ieme} de la fonction de corrélation de surface supposée gaussienne dans notre cas.

Le coefficient de rétrodiffusion par réflexions multiples regroupe les termes σ_{qp}^{kc} et σ_{qp}^c de l'équation 3.16 et peut être exprimé sous la forme [Fung et al., 1992a] :

$$\sigma_{qp}^M(\theta) = \frac{k^2}{4\pi} e^{-3k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n! m!}$$

$$\begin{aligned}
& * \iint \operatorname{Re}[f_{qp}^* F_{qp}(u, v)] W^{(n)}(u - k_x, v) W^{(m)}(u + k_x, v) dudv \\
& + \frac{k^2}{16\pi} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n! m!} \\
& * \iint [|F_{qp}(u, v)|^2 + F_{qp}(u, v) F_{qp}^*(-u, -v)] W^{(n)}(u + k_x, v) W^{(m)}(u - k_x, v) dudv \quad (3.23)
\end{aligned}$$

où $k_x = k \sin \theta$ et u, v sont les variables spectrales de la fonction de Green. L'expression des coefficients des champs complémentaires peut être trouvée dans l'Appendice A de [Fung et al., 1992a].

Notons que l'équation 3.20 représente un terme de réflexion simple car ne dépendant que d'une seule composante fréquentielle de surface (variable spectrale u) dans les expressions des champs complémentaires de Kirchhoff F_{qp} et de la transformée de Fourier de la fonction de corrélation. Au contraire, l'équation 3.23 représente un terme de réflexions multiples car elle montre des interactions entre les différentes composantes fréquentielles de surface sous les signes d'intégration des variables u et v .

En règle générale, les scènes naturelles considérées au cours de nos travaux possèdent un faible écart-type des hauteurs. On devrait donc s'attendre *a priori* à ce que le terme σ_{qp}^S prime sur σ_{qp}^M . Nous verrons cependant au chapitre suivant que le terme σ_{qp}^M pour les modes co-polaires joue un rôle majeur dans la détermination de la différence de phase co-polaire ϕ_{HH-VV} .

Du fait de son vaste domaine de validité, le modèle *IEM* est le plus couramment utilisé. C'est également ce modèle que nous avons retenu dans nos travaux de modélisation théorique de la différence de phase co-polaire observée sur les images polarimétriques bande L de la dune du Pyla, ainsi que pour les applications martiennes visant à estimer les performances de systèmes SAR bande P pour l'exploration des premiers mètres du sous-sol martien.

3.2 Modèles empiriques et semi-empiriques

Les modèles théoriques prédisent le comportement du signal rétrodiffusé en réponse aux variations des paramètres de rugosité et d'humidité des sols. Cependant leur utilisation reste limitée dans l'inversion des données radar issues de surfaces naturelles en raison des hypothèses simplificatrices considérées, ce qui a motivé le développement d'algorithmes empiriques ou semi-empiriques au cours des dix dernières années [Oh et al., 1992; Dubois et al., 1995; Shi et al., 1997]. Ces modèles ont été réalisés en se basant sur la théorie de la rétrodiffusion tout en s'appuyant sur des séries de mesures polarimétriques expérimentales.

3.2.1 Modèle Oh'92

Ce modèle de diffusion polarimétrique pour sols nus a été développé par [Oh et al., 1992] à partir des modèles de diffusion théoriques existants et d'une série de mesures expérimentales réalisées sous une large variété de surfaces dans les bandes L, C et X (1.5, 4.75 et 9.5 GHz respectivement) au moyen de radar polarimétriques tractés et du SAR

aéroporté du Jet Propulsion Laboratory (JPL). La base de données comprend une description complète des paramètres statistiques de rugosité quantifiés avec un profilomètre laser, des taux d'humidité (paramètres diélectriques), des angles d'incidence compris entre 20° et 70° , ainsi que des coefficients de rétrodiffusion σ_{hh}^o , σ_{vv}^o et σ_{vh}^o mesurés pour chaque surface observée. Les paramètres d'entrée au modèle sont l'angle d'incidence θ , le taux volumique d'humidité m_v de même que les paramètres de rugosité normalisés $k\sigma$ et kl_c tels que :

$$0.1 \leq k\sigma \leq 6 \text{ et } 2.5 \leq kl_c \leq 20 \quad (3.24)$$

$$0.09 \leq m_v \leq 0.31 \quad (3.25)$$

Ce modèle a été proposé pour établir une relation empirique entre les paramètres de rugosité et d'humidité de la surface d'une part, et les rapports co-polaire $p = \frac{\sigma_{hh}^o}{\sigma_{vv}^o}$ et contra-polaire $q = \frac{\sigma_{hv}^o}{\sigma_{vh}^o}$ des coefficients de rétrodiffusion d'autre part et donnés en annexe 3.6.2 [Oh et al., 1992].

Si les modèles théoriques permettent de simuler les coefficients de rétrodiffusion, ils ne rendent pas compte de la phase associée au signal. Bien que la phase associée à un mode polarimétrique soit uniformément distribuée dans l'intervalle $[-\pi; \pi]$, la différence de phase entre les modes parallèles n'est pas aléatoire et dépend fortement des paramètres naturels, particulièrement de la rugosité et dans une moindre mesure de la teneur en eau [Sarabandi et al., 1991]. [Nesti et al., 1998] font état d'expérimentations sur les variations de phase en fonction de la teneur en eau des sols. Cependant ces travaux ne concernent que l'évolution de la phase absolue d'un canal et non la différence de phase entre les modes d'acquisition co-polaires.

Sur la base de ses précédents travaux, [Oh et al., 1993; 1994] montrent que son modèle peut être étendu à l'étude de la différence de phase co-polaire ϕ_{HH-VV} pour inverser les paramètres de rugosité et d'humidité dans la mesure ou la densité de probabilité de ϕ_{HH-VV} est fortement dépendante des paramètres de la cible. En effet, s'appuyant sur des données expérimentales polarimétriques, les travaux de [Sarabandi, 1992] et [Oh et al., 1993] ont montré que la distribution des différences de phase co-polaires contenues dans la matrice de diffusion (mesurée) pouvait être entièrement décrite au moyen de paramètres statistiques dérivant des éléments de la matrice de Mueller. En particulier, [Sarabandi, 1992] montre que la fonction de densité de probabilité (PDF) $f(\phi)$ de ϕ_{HH-VV} peut être caractérisée par deux termes : son degré de corrélation α (cf. Equation 3.27) qui renseigne sur la largeur de la PDF (cf. Figure 3.2 en bas) et sa différence de phase ζ (cf. Equation 3.28) qui représente la valeur de ϕ_{HH-VV} au maximum de la PDF (cf. Figure 3.2 en haut).

$$f(\phi) = \frac{1 - \alpha^2}{2\pi[1 - \alpha^2 \cos^2(\phi - \zeta)]} \left\{ 1 + \frac{\alpha \cos(\phi - \zeta)}{\sqrt{1 - \alpha^2 \cos^2(\phi - \zeta)}} \times \left[\frac{\pi}{2} + \tan^{-1} \frac{\alpha \cos(\phi - \zeta)}{\sqrt{1 - \alpha^2 \cos^2(\phi - \zeta)}} \right] \right\} \quad (3.26)$$

avec

$$\alpha = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{(M_{33} + M_{44})^2 + (M_{34} - M_{43})^2}{M_{11}M_{22}}} \quad (3.27)$$

$$\zeta = \tan^{-1} \left[\frac{M_{34} - M_{43}}{M_{33} + M_{44}} \right] \quad (3.28)$$

où M_{ij} sont les éléments de la matrice de Mueller associée.

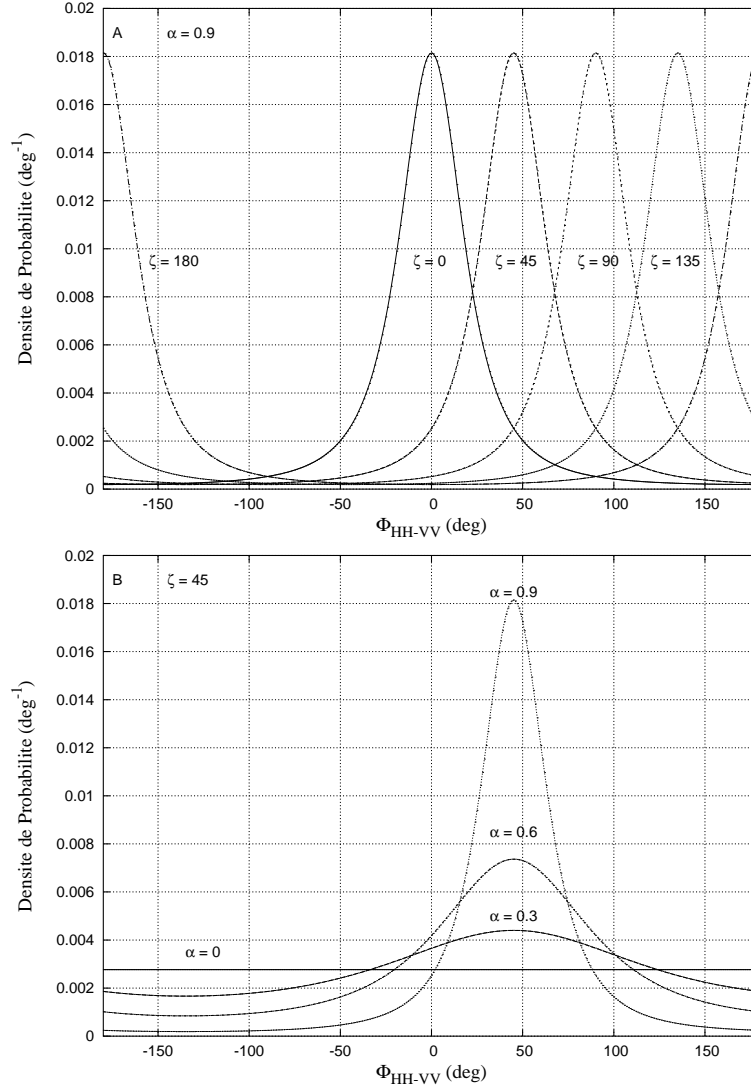


FIG. 3.2 – *Fonction de densité de probabilité de la différence de phase co-polaire à degré de corrélation α constant (en haut) et à différence de phase cohérente ζ constante (en bas).*

Utilisant une série de mesures polarimétriques expérimentales, [Oh et al., 1994] proposent alors une formule empirique pour le calcul des paramètres α et ζ qui permet de modéliser la différence de phase co-polaire en fonction des paramètres de surface (permittivité relative ϵ_r et écart-type des hauteurs σ) et instrumentaux (nombre d'onde k et angle d'incidence θ) tels que :

$$\alpha = \left[1 - 0.2(\sin\theta)^{A(k\sigma, \Gamma_o)} \right] (\cos\theta)^{B(k\sigma, \Gamma_o)} \quad (3.29)$$

$$\zeta = \tan^{-1} \left[2.6\theta^2 k\sigma e^{-1.6k\sigma \sin\theta} \right] \quad (3.30)$$

avec

$$A(k\sigma, \Gamma_o) = \left[16.5\Gamma_o + 5.6 \right] e^{-41.6k\sigma\Gamma_o^2} \quad (3.31)$$

$$B(k\sigma, \Gamma_o) = 8.1\Gamma_o k\sigma e^{-1.8k\sigma} \quad (3.32)$$

où Γ_o est le coefficient de réflexion de Fresnel au nadir.

$$\Gamma_o = \left| \frac{1 - \sqrt{\epsilon_r}}{1 + \sqrt{\epsilon_r}} \right|^2 \quad (3.33)$$

Le modèle de *Oh'92* fournit ainsi plusieurs algorithmes d'inversion : les paramètres de rugosité et d'humidité du sol peuvent être estimés en utilisant les rapports des coefficients de rétrodiffusion. De même, par sa sensibilité aux paramètres de rugosité de surface et à la longueur d'onde dans le milieu (et incidemment aux propriétés diélectriques du milieu considéré), la différence de phase co-polaire permet de faciliter l'inversion des paramètres physiques de la surface considérée.

3.2.2 Modèle Dubois'95

Selon une approche similaire, [*Dubois et al.*, 1995] a développé un modèle empirique pour l'estimation du taux d'humidité de sols nus au moyen des coefficients de rétrodiffusion en polarisations horizontale (HH) et verticale (VV). Cet algorithme, dérivé de données acquises avec les systèmes POLARSCAT et RASAM, décrit le comportement des coefficients de rétrodiffusion co-polaires de sols nus en fonction de la rugosité de surface, de la constante diélectrique (reliée à la teneur en eau), de l'angle d'incidence et de la fréquence d'émission. Les relations empiriques de ces coefficients sont données en annexe 3.6.2 et sont valables entre 1.5 et 11 GHz sous les conditions suivantes :

$$k\sigma \leq 2.5 \text{ et } m_v \leq 35\% \quad (3.34)$$

$$\theta \geq 30^\circ \quad (3.35)$$

Contrairement aux autres modèles empiriques, le modèle *Dubois'95* peut être appliqué à des jeux de données externes à ceux dont il est dérivé. En particulier, la précision de la technique d'inversion a été évaluée sur des données AIRSAR et SIR-C en comparant les taux d'humidité inversés à ceux mesurés *in situ*. Bien que cet algorithme sous-estime le paramètre m_v sur des surfaces végétalisées, il permet son inversion pour des sols dépourvus de végétation avec une précision plus qu'honorable (4.2%) et a conduit à l'élaboration des premiers relevés d'humidité à partir des données SAR SIR-C. Ses résultats montrent le potentiel de la mesure d'humidité des sols à partir de systèmes SAR orbitaux multi-polarimétriques, mais cependant pour un domaine de validité plus restreint en termes de rugosité et d'angle d'incidence.

3.3 Rugosité des interfaces du Pyla et localisation dans le domaine de validité des modèles électromagnétiques

Dans cette section, nous nous sommes intéressés à la représentation des domaines de validité de chacun des modèles dans le plan $(k\sigma, kl_c)$ où k représente le nombre d'onde, σ l'écart-type des hauteurs et l_c la longueur de corrélation. Le domaine de validité du modèle *IEM* et celui de la phase stationnaire (*GO*) étant fonction de l'angle d'incidence, nous avons étudié leur sensibilité au paramètre θ pour trois valeurs de celui-ci (Figure 3.3) correspondant aux paramètres d'acquisitions des données lors des campagnes "Pyla 1998" et "Pyla 2004".

En premier lieu, il convient de remarquer que la dépendance à θ des modèles *IEM* et *GO* demeure négligeable pour la gamme d'incidence qui nous intéresse. Il apparaît également clairement que le modèle des petites perturbations est très restrictif et ne s'applique qu'à des surfaces extrêmement lisses. Nous constatons enfin que le modèle *IEM* recouvre en quasi-totalité les domaines de validité du modèle *SPM* et de l'approximation scalaire. Il offre également une couverture de kl_c pour la région [3 - 6], mais cependant son applicabilité est limitée à des surfaces faiblement à moyennement rugueuses.

Dans le cas de la dune du Pyla, nous sommes essentiellement confrontés à deux interfaces : une interface sèche air/sable (surface dunaire) et une interface humide sable/paléosol. Disposant d'acquisitions réalisées dans trois domaines de fréquence (bandes C, L et P), nous avons situé la rugosité des interfaces étudiées dans le domaine de validité des modèles de diffusion en fonction de la fréquence d'émission (Figure 3.3 (bas)). De plus, le phénomène de différence de phase co-polaire identifié sur les images bande L (1.6 GHz) de la dune du Pyla [August-Bernex, 2002], et que nous nous proposons de modéliser, étant observé pour une incidence de 40° , nous avons dans un premier temps retenu cette valeur en vue d'établir les conditions d'utilisation du modèle *IEM* dans nos modélisations.

Il ressort de cette étude préliminaire que les conditions de rugosité des interfaces susnommées apparaissent toutes dans le domaine du modèle *IEM*. Nous constatons aussi que les acquisitions en bande C pourraient être traitées avec l'approximation scalaire des champs. En effet, les paramètres de rugosité mesurés *in situ* pour l'interface humide sable/paléosol étant proches de la longueur d'onde, celle-ci apparaît moyennement rugueuse. Cependant la surface dunaire (lisse) se situant en limite de validité, nous avons écarté cette solution. Concernant les acquisitions en bande L, les relevés de rugosité montrent qu'aucun modèle, le modèle *IEM* mis à part, ne permet de traiter les deux interfaces simultanément. Par ailleurs, il a été montré que le profil d'humidité d'un sol pouvait être considéré comme un profil de rugosité (gradient d'humidité générant une interface diélectrique distribuée aléatoirement) et donc décrit au moyen de paramètres statistiques caractérisant la distribution spatiale de l'humidité dans le sol. Il en résulte que les mesures de rugosité effectuées sur le terrain peuvent conduire à sous-estimer leur valeur réelle. Pour ces raisons et par son vaste domaine de validité, le modèle *IEM* semble être le mieux adapté et sera retenu dans la suite de ces travaux.

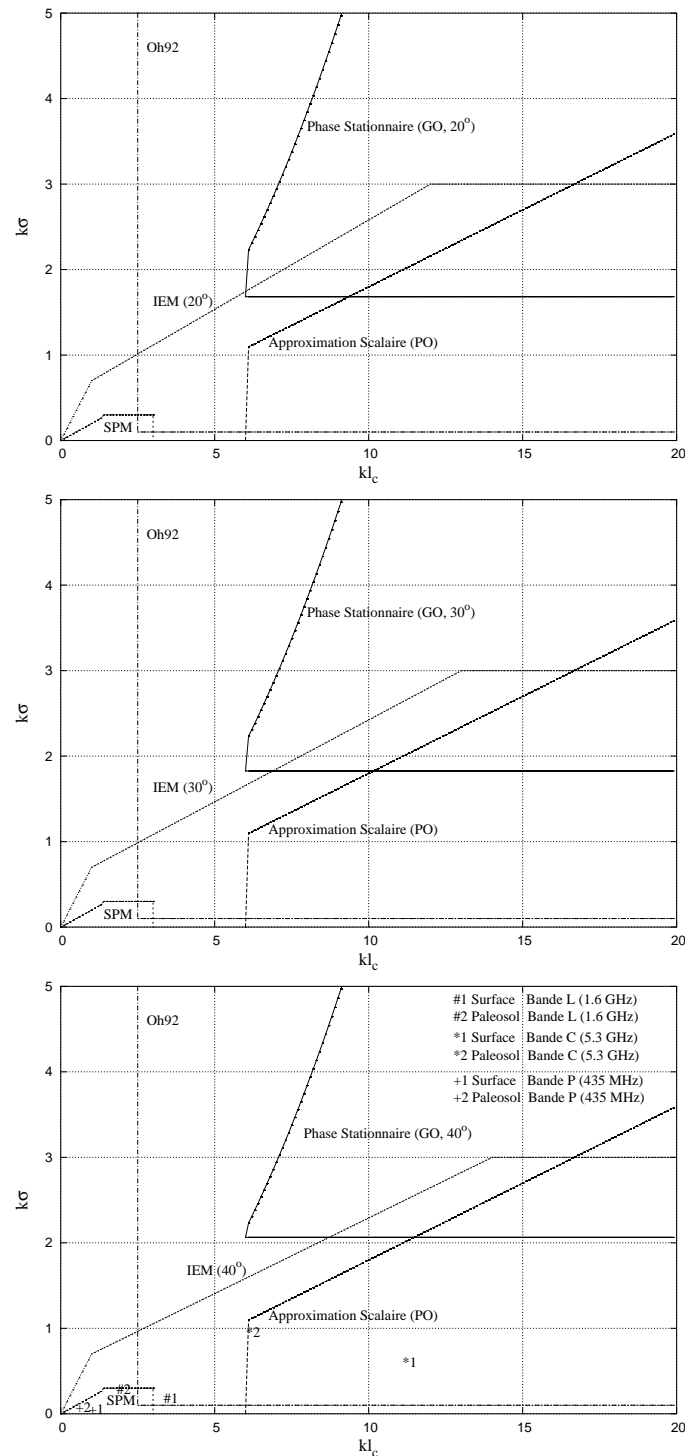


FIG. 3.3 – Représentation des domaines de validité des différents modèles électromagnétiques dans le plan $(k\sigma, kl_c)$ en fonction de l'angle d'incidence : 20° (haut), 30° (milieu) et 40° (bas) et localisation des interfaces du Pyla en fonction de la fréquence.

3.4 La méthode des différences finies FDTD

Le principal problème posé par l'utilisation des données radar pour les milieux naturels réside dans la compréhension et l'interprétation du signal mesuré. Dans le cas du

Pyla notamment, l'analyse phasimétrique des données bande L du capteur RAMSES de l'ONERA [Boutry, 1996] a permis de mettre en évidence un comportement particulier de la différence de phase co-polaire ϕ_{HH-VV} lié à la présence de structures humides de subsurface (paléosols) recouvertes par une épaisseur variable de matériaux à faibles pertes (sable) [Grandjean et al., 2001; August-Bernex, 2002]. Dans un premier temps, les travaux engagés au cours de la thèse concernaient la compréhension des phénomènes physiques à l'origine de ce signal afin d'en permettre la modélisation et de proposer la différence de phase ϕ_{HH-VV} comme détecteur de l'humidité du sous-sol - ce qui fera l'objet de la quatrième partie de ce manuscrit.

Pour ce faire, nous avons initialement opté pour une approche numérique de simulation dont l'avantage est de ne pas souffrir des limitations imposées aux méthodes asymptotiques. Ces techniques numériques dites *exactes* permettent d'apporter des éléments nouveaux dans la compréhension des phénomènes d'interaction du milieu avec les ondes électromagnétiques hyperfréquences, et donc dans l'interprétation des mesures.

Le choix de la *FDTD* pour *Finite Difference Time Domain* s'est imposé naturellement car c'est une méthode qui répond à un grand nombre d'exigences relatives aux applications visées et dont les performances, en terme de calcul de la diffraction par les sols, ont été largement démontrées [Bachelier, 1999]. En outre, cette technique peut prendre en compte à la fois les irrégularités de surface, les inhomogénéités de volume et fournit l'amplitude aussi bien que la phase du champ diffracté. Nous rappelons ici les principes fondamentaux de cette méthode.

3.4.1 Les équations de Maxwell

Dans la théorie de l'électromagnétisme, le couplage entre les phénomènes électriques et magnétiques qui apparaît dans les équations de Maxwell permet d'expliquer la propagation des ondes électromagnétiques. Dans un milieu continu, homogène, linéaire et isotrope, l'évolution du champ électromagnétique (\vec{E} , \vec{H}) est régie par les équations rotationnelles suivantes :

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} = -\frac{1}{\mu}(\vec{\nabla} \times \vec{E}) - \frac{\sigma^*}{\mu} \vec{H} \\ \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = -\frac{\sigma}{\epsilon} \vec{E} + \frac{1}{\epsilon}(\vec{\nabla} \times \vec{H}) \end{cases} \quad (3.36)$$

où :

- ϵ est la permittivité électrique en Farads/mètre,
- σ est la conductivité électrique en Siemens/mètre,
- μ est la perméabilité magnétique en Henrys/mètre,
- σ^* est un terme de pertes magnétiques en Ohms/mètre, introduit pour rendre les équations de Maxwell duales,
- les pertes diélectriques sont quant à elles traduites par la loi d'Ohm : $\vec{J} = \sigma \vec{E}$.

Dans le cas où ϵ , σ , μ et σ^* sont isotropes, la projection du système d'équations 3.36 sur les trois axes d'un système cartésien de coordonnées (Ox , Oy , Oz) conduit à un système d'équations différentielles dont la discrétisation est à la base de l'algorithme de FDTD

pour la propagation des ondes radar et la diffraction par des objets volumiques [Kunz et Luebbers, 1993].

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial H_x}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial E_y}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial y} - \sigma^* H_x \right) \\ \frac{\partial H_y}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial E_z}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial z} - \sigma^* H_y \right) \\ \frac{\partial H_z}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial E_x}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial x} - \sigma^* H_z \right) \\ \frac{\partial E_x}{\partial t} = \frac{1}{\epsilon} \left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} - \sigma E_x \right) \\ \frac{\partial E_y}{\partial t} = \frac{1}{\epsilon} \left(\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} - \sigma E_y \right) \\ \frac{\partial E_z}{\partial t} = \frac{1}{\epsilon} \left(\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} - \sigma E_z \right) \end{array} \right. \quad (3.37)$$

Notons que lorsque les champs et la géométrie sont invariants par rapport à une dimension donnée, (O_z) par exemple, alors les dérivées partielles par rapport à z sont nulles et le système 3.37 peut être découpé en 2 sous systèmes disjoints de trois équations différentielles pour les composantes E_z et H_z du champ, respectivement : $\{\frac{\partial H_x}{\partial t}, \frac{\partial H_y}{\partial t}, \frac{\partial E_z}{\partial t}\}$ décrivant les interactions électromagnétiques dans un environnement bidimensionnel pour une polarisation *Transverse Magnétique* (TM) et $\{\frac{\partial E_x}{\partial t}, \frac{\partial E_y}{\partial t}, \frac{\partial H_z}{\partial t}\}$ pour une polarisation *Transverse Électrique* (TE).

3.4.2 Séparation des champs et conditions aux limites

La simulation de la diffraction par le sol impose que le domaine de calcul englobe deux milieux : l'espace libre et le sol. Dans cet espace, le champ total est repéré par ses deux composantes telles que :

$$\left\{ \begin{array}{l} \vec{E}^{total} = \vec{E}^{incident} + \vec{E}^{reflechi} \\ \vec{H}^{total} = \vec{H}^{incident} + \vec{H}^{reflechi} \end{array} \right. \quad (3.38)$$

L'avantage de cette méthode est que le champ réfléchi peut être déterminé par calcul numérique dans la mesure où le champ incident est connu analytiquement [Yee, 1966; Kunz et Luebbers, 1993; Bachelier, 1999]. Notons que dans le cas d'un conducteur parfait le champ réfléchi satisfait à la relation :

$$\vec{E}^{ref} = -\vec{E}^{inc} \quad (3.39)$$

Dans le cas contraire, le champ réfléchi est fonction des paramètres électromagnétiques du milieu dispersif.

Alors que par convention, le champ incident se propage toujours dans le vide (même dans le milieu dispersif), le champ réfléchi satisfait aux équations de Maxwell dans le vide à l'extérieur du milieu et aux équations de Maxwell relatives au milieu diffuseur à l'intérieur

de celui-ci. En injectant alors le système 3.38 dans le système 3.36, il vient :

$$\begin{cases} \vec{\nabla} \times \vec{E}^{tot} = \vec{\nabla} \times (\vec{E}^{inc} + \vec{E}^{ref}) = -\mu \frac{\partial(\vec{H}^{inc} + \vec{H}^{ref})}{\partial t} - \sigma^*(\vec{H}^{inc} + \vec{H}^{ref}) \\ \vec{\nabla} \times \vec{H}^{tot} = \vec{\nabla} \times (\vec{H}^{inc} + \vec{H}^{ref}) = \epsilon \frac{\partial(\vec{E}^{inc} + \vec{E}^{ref})}{\partial t} - \sigma(\vec{E}^{inc} + \vec{E}^{ref}) \end{cases} \quad (3.40)$$

avec

$$\begin{cases} \vec{\nabla} \times \vec{E}^{inc} = -\mu_0 \frac{\partial \vec{H}^{inc}}{\partial t} \\ \vec{\nabla} \times \vec{H}^{inc} = \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}^{inc}}{\partial t} \end{cases} \quad (3.41)$$

L'évolution du champ diffracté en fonction du temps s'écrit finalement :

$$\begin{cases} \frac{\partial \vec{H}^{ref}}{\partial t} = -\frac{\sigma^*}{\mu}(\vec{H}^{ref} + \vec{H}^{inc}) - \frac{\mu - \mu_0}{\mu} \frac{\partial \vec{H}^{inc}}{\partial t} - \frac{1}{\mu}(\vec{\nabla} \times \vec{E}^{ref}) \\ \frac{\partial \vec{E}^{ref}}{\partial t} = -\frac{\sigma}{\epsilon}(\vec{E}^{ref} + \vec{E}^{inc}) - \frac{\epsilon - \epsilon_0}{\epsilon} \frac{\partial \vec{E}^{inc}}{\partial t} + \frac{1}{\epsilon}(\vec{\nabla} \times \vec{H}^{ref}) \end{cases} \quad (3.42)$$

avec μ , ϵ , σ et σ^* non nuls à l'intérieur du milieu dispersif et $\sigma^* = \sigma = 0$, $\mu = \mu_0$, $\epsilon = \epsilon_0$ à l'extérieur.

3.4.3 L'algorithme de Yee

L'approximation numérique du système 3.37 est établie à partir de l'*algorithme de Yee* [Yee, 1966; Kunz et Luebbers, 1993] dont nous allons rappeler les principales étapes.

On suppose un domaine de calcul tridimensionnel discrétisé en un maillage régulier de cellules unitaires parallélépipédiques appelées *cellules de Yee*. Chaque cellule étant repérée par ses coordonnées cartésiennes $(i, j, k) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta z)$ où Δx , Δy et Δz sont les pas de discrétisation relatifs aux axes (Ox) , (Oy) et (Oz) .

Partant d'un développement en série de Taylor, l'algorithme de Yee consiste alors à remplacer les dérivées partielles du système 3.42 par un schéma aux différences finies, centré et d'ordre deux en espace et en temps comme suit :

$$\begin{cases} \frac{\partial f}{\partial t} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{f(x, t_2) - f(x, t_1)}{\Delta t} \approx \frac{f(x, t_2) - f(x, t_1)}{\Delta t} \\ \frac{\partial f}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(x_2, t) - f(x_1, t)}{\Delta x} \approx \frac{f(x_2, t) - f(x_1, t)}{\Delta x} \end{cases} \quad (3.43)$$

Notons $F^n(i, j, k)$ la valeur de la fonction F au point de coordonnées (i, j, k) au n^{ieme} pas de temps. L'application du schéma 3.43 aux dérivées partielles de $F^n(i, j, k)$ donne :

$$\begin{cases} \frac{\partial F^n(i, j, k)}{\partial t} = \frac{F^{n+\frac{1}{2}}(i, j, k) - F^{n-\frac{1}{2}}(i, j, k)}{\Delta t} + \delta(\Delta t^2) \\ \frac{\partial F^n(i, j, k)}{\partial x} = \frac{F^n(i+\frac{1}{2}, j, k) - F^n(i-\frac{1}{2}, j, k)}{\Delta x} + \delta(\Delta x^2) \end{cases} \quad (3.44)$$

En remplaçant les dérivées partielles du système 3.37 conformément au modèle 3.44, on obtient alors un nouveau système d'équations discrétisées qui modélisent la propagation

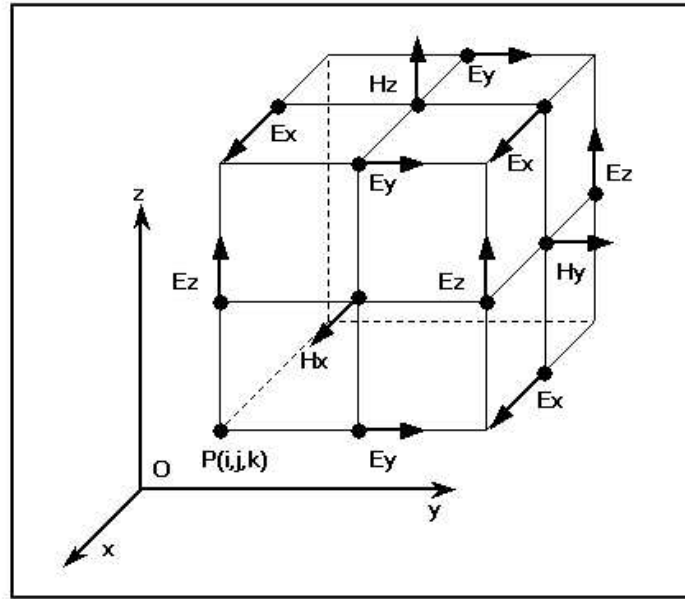


FIG. 3.4 – Représentation d'une maille élémentaire de la grille de calcul sur laquelle sont repérées les trois composantes du champ électrique et celles du champ magnétique calculées à chaque pas de temps.

du champ électromagnétique dans la grille de calcul. Par exemple, si l'on applique le modèle 3.44 au système 3.42, le champ électrique réfléchi au n^{ieme} pas de temps s'écrit :

$$\vec{E}^{ref,n} = \frac{\epsilon}{\epsilon + \sigma\Delta t} \vec{E}^{ref,n-1} - \frac{\sigma\Delta t}{\epsilon + \sigma\Delta t} \vec{E}^{inc,n} - \frac{(\epsilon - \epsilon_0)\Delta t}{\epsilon + \sigma\Delta t} \vec{E}^{inc,n} + \frac{\Delta t}{\epsilon + \sigma\Delta t} (\vec{\nabla} \times \vec{H}^{ref,n-\frac{1}{2}}) \quad (3.45)$$

On remarque que le champ électromagnétique réfléchi peut être déterminé pour chaque cellule et à chaque instant par incrémentation dès lors que ce champ est connu à un instant donné. Notons aussi que dans le cas d'un conducteur parfait (*i.e.* $\sigma \rightarrow \infty$), on retrouve bien la condition imposée précédemment : $\vec{E}^{ref} = -\vec{E}^{inc}$.

La puissance de l'algorithme de Yee réside dans le décalage, en espace et en temps, du calcul des composantes des champs \vec{E} et \vec{H} dont la Figure 3.4 illustre leur positionnement sur une cellule unitaire. Les composantes de \vec{E} sont tangentielles au centre de chaque arête, alors que les composantes de \vec{H} sont normales au centre de chaque face. De plus, les composantes magnétiques sont calculées à partir des composantes électriques situées à un demi pas d'espace ($\delta/2$). Après une incrémentation temporelle d'un demi pas ($\Delta t/2$), les composantes électriques sont déterminées à partir des composantes magnétiques précédemment calculées. Le domaine de calcul est donc la superposition de deux maillages espace-temps décalés de $(\delta/2, \Delta t/2)$ avec $\delta = \Delta x = \Delta y = \Delta z$. Cette technique permet d'augmenter la précision et la robustesse de l'algorithme dans l'espace et dans le temps.

3.4.4 Géométrie et paramétrage

La simulation de la propagation des ondes radar au moyen de ce code requiert la construction préalable d'un modèle géoélectrique multi-couches. La géométrie de ce modèle est représentée par un assemblage de cellules de Yee, chacune portant les informations relatives aux caractéristiques électromagnétiques du matériau utilisé : la conductivité, la permittivité, la perméabilité relative et la conductivité magnétique pour les matériaux magnétiques (cas martien).

Dans le cas du Pyla, les matériaux considérés sont non magnétiques et les constantes diélectriques ont été mesurées en laboratoire sur des échantillons prélevés sur site. Les simulations ont été réalisées avec la version 5.0 du logiciel commercial *XFDTD* édité par *RemCom*. Non seulement ce logiciel offre une interface graphique permettant le développement et la visualisation des géométries étudiées ainsi que l'évolution temporelle du signal radar à travers l'espace de simulation comme l'illustre la Figure 3.5, mais il fournit également un large éventail de sources électromagnétiques : onde plane, impulsion sinusoïdale, gaussienne modulée, etc. Ces sources peuvent être paramétrées en termes de fréquence centrale d'émission, de forme d'onde, de largeur de bande, de durée d'impulsion, de polarisation et d'amplitude maximale du champ.

3.4.5 Critère de stabilité

Comme tous les schémas itératifs, le schéma de Yee est soumis à une condition de stabilité pour assurer la convergence de l'intégration des champs. Typiquement, la taille des cellules doit être telle que le champ électromagnétique ne varie pas de manière significative à l'intérieur de celles-ci. En d'autres termes, cela signifie que la cellule doit représenter une fraction de la longueur d'onde, typiquement $\lambda/10$. Il est aussi nécessaire de satisfaire une relation fixant l'incrément temporel Δt et le nombre d'itérations à partir des pas d'espace. Il s'agit du critère de Courant :

$$c_{max}\Delta t < \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z^2}}} \quad (3.46)$$

où c_{max} est la vitesse de propagation du milieu d'indice de réfraction le plus faible dans le domaine de calcul.

D'autre part, le passage des équations continues aux équations discrétisées induit un phénomène de dispersion numérique se traduisant par un décalage entre la vitesse de propagation numérique et celle de la lumière dans le milieu considéré. Cet écart dépendant de la finesse des discrétisations spatiale (nombre de pas d'espace par longueur d'onde) et temporelle, la dispersion sera d'autant plus faible que les discrétisations seront petites. Dans nos simulations, le pas d'espace sera toujours pris inférieur à $\lambda_{min}/10$, λ_{min} étant la longueur d'onde dans le matériau de plus forte permittivité. Nous aurons également dans tous les cas un pas d'espace $\delta = \Delta x = \Delta y = \Delta z$ et $\Delta t = \frac{\delta}{2c}$.

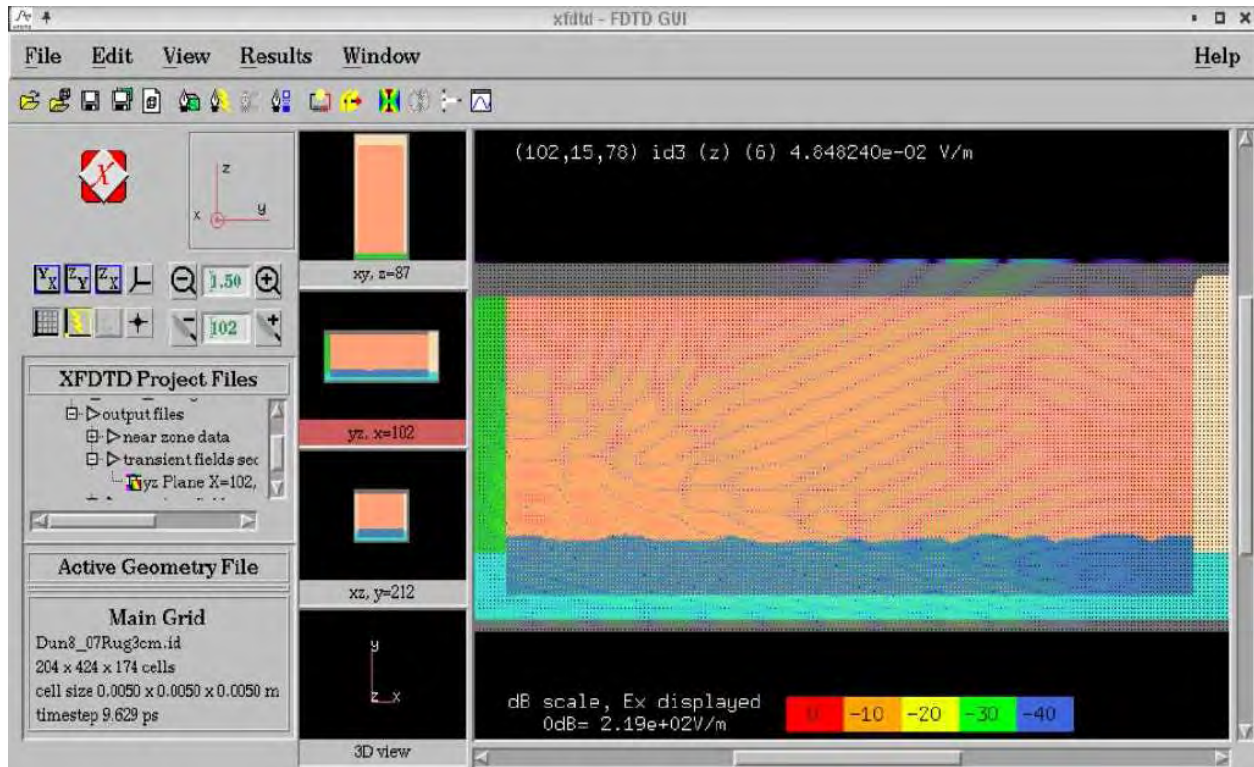


FIG. 3.5 – Simulation FDTD de la propagation d'une onde radar pour un modèle géo-électrique 3D représentant la géométrie du Pyla. Le modèle à 2 couches (sable et paléosol) est entouré de 3 couches absorbantes en supplément des conditions classiques LIAO. Cette configuration décrit le cas d'une onde plane (gaussienne modulée centrée à 1.6 GHz) pour une incidence de 40° correspondant aux paramètres d'acquisition du capteur RAMSES. L'interface graphique permet la visualisation de l'onde en propagation dans l'espace, comme ici la capture du champ électrique en polarisation H à l'instant $t = 1.213 \times 10^{-8} s$.

3.4.6 Conditions absorbantes

La méthode de simulation FDTD utilisant un maillage, et donc une restriction de l'espace, les valeurs des champs aux frontières doivent être définies de sorte que l'espace de simulation soit vu comme infini dans toutes les directions : c'est le principe des conditions absorbantes. Il existe un grand nombre de méthodes utilisées pour simuler l'espace infini lors de la résolution du problème de Maxwell par les différences finies. La qualité des conditions absorbantes et leur adaptation au problème posé dépendent alors de la dynamique des perturbations introduites par la frontière artificielle. En règle générale, la troncature du domaine de simulation est réalisée au moyen des algorithmes *LIAO* ou *PML* qui consistent à disposer en périphérie du volume de calcul des couches de matériaux à pertes dans le but d'absorber les ondes électromagnétiques indésirables sans les réfléchir.

Afin de minimiser les réflexions parasites au niveau des frontières fictives, nous avons considéré 3 couches absorbantes entourant notre modèle géoélectrique en supplément des

conditions classiques de type *LIAO* : elles permettent d'absorber efficacement les ondes incidente et diffusées au niveau des parois verticales de notre géométrie. La réinjection de ces composantes à l'intérieur du domaine de calcul donnerait lieu à des interférences numériques nuisibles ne se produisant pas sur le terrain, et conduirait à un signal de rétrodiffusion biaisé.

3.5 Couplage IEM - FDTD

La méthode FDTD utilisant un maillage spatio-temporel, elle permet l'accès aux informations d'amplitude et de phase à des coordonnées précises de la géométrie par le biais de "capteurs". Le recours à ces capteurs dans les simulations réalisées sur un modèle géoélectrique du Pyla a permis de reproduire localement (au niveau de l'interface sable/paléosol) le comportement particulier de la différence de phase observée entre les canaux polarisés HH et VV des acquisitions SAR de la dune, et confirme l'hypothèse selon laquelle ce déphasage serait principalement lié à la présence d'une interface humide sable/paléosol dans le sous-sol de la dune. De plus, l'algorithme des différences finies permettant la résolution exacte des équations de Maxwell dans l'espace de simulation, le déphasage résultant des réflexions multiples occasionnées par un profil de rugosité (ou un profil d'humidité) sera intégralement pris en compte.

La formulation simple du modèle IEM (équation 3.20) ne prenant pas en considération ce terme multiple, nous avons dans un premier temps combiné les résultats de simulations numériques FDTD à un modèle analytique à 2 couches de type IEM pour rendre compte du phénomène de différence de phase observé *in situ*. Ces travaux seront détaillés au chapitre suivant qui présente en première partie l'article "*A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR*" publié dans la revue *IEEE Transactions on Geoscience And Remote Sensing* [Lasne et al., 2004].

Cependant, par leurs limitations en termes de temps de calcul et d'encombrement mémoire dues au critère de stabilité, les méthodes numériques des différences finies ne permettent pas de réaliser des inversions immédiates pour des scènes naturelles étendues (typiquement de la taille de plusieurs pixels pour les bandes de fréquences considérées dans nos travaux) bien qu'elles fournissent des renseignements précieux dans la compréhension des mécanismes d'interaction. De ces limitations est né le besoin de développer une expression analytique du phénomène de réflexion multiple basée sur les travaux de [Fung, 1994a] en vue de proposer un modèle opérationnel. Il en résulte un modèle amélioré de diffusion de type IEM, incluant : (1) les mécanismes de diffusion par réflexions simples et multiples généralisés à une structure bicouche, (2) l'effet de recouvrement des ondes incidente et rétrodiffusée par la rugosité de surface de chacune des couches géologiques considérées, ainsi que (3) le terme d'atténuation pour la couche sous-jacente due à la traversée de l'onde incidente dans la couche supérieure. Les résultats obtenus sont en accord avec les observations *in situ* comme décrit dans l'article "*Effect of Multiple Scattering on the Phase Signature of Wet Subsurface Structures: Applications to Polarimetric L and C-Band SAR*" publié dans la revue *IEEE Transactions on Geoscience And Remote Sensing* [Lasne et al., 2005].

3.6 Annexes

3.6.1 Modèles analytiques

Geometrical Optics Model (GO)

Domaine de validité :

Surfaces isotropes de distribution gaussienne des hauteurs

Approximation de Kirchhoff: $kl_c > 6$ et $0.06(kl_c)^2 > k\sigma$

Condition de rugosité: $(2k\sigma\cos\theta)^2 > 10$ (surface très rugueuse)

Coefficients de rétrodiffusion :

$$\sigma_{pp}^o = \frac{|R_{pp}(0)|^2 e^{-\frac{\tan^2\theta}{2m^2}}}{2m^2 \cos^4\theta}$$

$$\sigma_{pq}^o = 0 \quad (p \neq q)$$

p, q : polarisation de l'onde en émission-réception (H ou V).

$R_{pp}(0)$: coefficient de Fresnel au nadir.

$m = \sqrt{\sigma^2 |\rho''(0)|}$: écart-type des pentes.

θ : angle d'incidence.

Physical Optics Model (PO)

Domaine de validité :

Surfaces faiblement rugueuses: $2k\sigma\cos\theta = 2$ à 3

Approximation de Kirchhoff: $kl_c > 6$ et $0.06(kl_c)^2 > k\sigma$

Fonction d'autocorrélation gaussienne: $\rho(u, v) = e^{-\frac{u^2+v^2}{l_c^2}}$

Faible écart-type des pentes: $m = \sqrt{\sigma^2 |\rho''(0)|} < 0.25$

avec $\rho''(0)$ la dérivée seconde de la fonction d'autocorrélation à l'origine.

Coefficients de rétrodiffusion :

$$\sigma_{pp}^o = \sigma_{pp,refl}^o + \sigma_{pp,diffus}^o + \sigma_{pp,pente}^o$$

$$\sigma_{pp,refl}^o = \pi k_1^2 |a_o|^2 \delta(2k_1 \sin\theta) e^{-(2k_1 \sigma \cos\theta)^2}$$

$$\sigma_{pp,diffus}^o = (|R_{pp}|^2 k_1 l_c \cos\theta) \cdot e^{-K_o} \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{1}{n} \frac{K_o^n}{n!} e^{-\frac{(k_1 l_c \sin\theta)^2}{n}}$$

$$\sigma_{pp,pente}^o = 8 \sin\theta (k_1^2 \sigma l_c \cos\theta)^2 \cdot e^{-K_o} \left[|R_{pp}|^2 \sin\theta + \Re\{R_{pp} R_{pp,1}^*\} \cos\theta \right] \times \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{1}{n} \frac{K_o^{n-1}}{n!} e^{-\frac{(k_1 l_c \sin\theta)^2}{n}}$$

k_1 : nombre d'onde dans le milieu 1.

σ et l_c : paramètres statistiques décrivant la rugosité de surface (écart-type des hauteurs)

et longueur de corrélation).

θ : angle d'incidence.

δ : fonction de Dirac.

\Re : partie réelle.

K_o : $4k_1^2\sigma^2\cos^2\theta$

$$a_o = \begin{cases} +2R_{\perp o}\cos\theta & (\text{hh}) \\ -2R_{\parallel o}\cos\theta & (\text{vv}) \end{cases}$$

$$R_{pp} = \begin{cases} R_{\perp o} & (\text{hh}) \\ R_{\parallel o} & (\text{vv}) \end{cases}$$

$$R_{pp,1} = \begin{cases} R_{\perp 1} & (\text{hh}) \\ R_{\parallel 1} & (\text{vv}) \end{cases}$$

$$R_{\perp o} = \frac{\cos\theta - \sqrt{\epsilon_r - \sin^2\theta}}{\cos\theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2\theta}} \text{ et } R_{\parallel o} = \frac{\epsilon_r\cos\theta - \sqrt{\epsilon_r - \sin^2\theta}}{\epsilon_r\cos\theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2\theta}}$$

$$R_{\perp 1} = -\frac{2R_{\perp o}\sin\theta}{\cos\theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2\theta}} \text{ et } R_{\parallel 1} = -\frac{\sin\theta[(\epsilon_r - 1) - R_{\parallel o}(\epsilon_r + 1)]}{\epsilon_r\cos\theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2\theta}}$$

où R_{\perp} et R_{\parallel} sont les coefficients de Fresnel pour les polarisations horizontale et verticale et ϵ_r représente la constante diélectrique relative.

Small Perturbation Model (SPM)

Domaine de validité :

Surfaces lisses : $k\sigma < 0.3$ et $kl_c < 3$

Faible écart-type des pentes : $m = \sqrt{\sigma^2|\rho''(0)|} < 0.3$

avec $\rho''(0)$ la dérivée seconde de la fonction d'autocorrélation à l'origine.

Coefficient de rétrodiffusion :

$$\sigma_{pp}^o = 8k^4\sigma^2\cos^4\theta|\alpha_{pp}|^2W(2k\sin\theta, 0)$$

$$\sigma_{vh}^o = \sigma_{hv}^o = [\pi k^4\sigma^4\cos^2\theta \frac{|(\epsilon_r - 1)(R_{\parallel} - R_{\perp})|^2}{2}] \times \iint_{-\infty}^{+\infty} \frac{u^2v^2}{|D_o|^2} W(u - k\sin\theta, v)W(u + k\sin\theta, v)dudv$$

$$\alpha_{hh} = R_{\perp}$$

$$\alpha_{vv} = (\epsilon_r - 1) \frac{\sin^2\theta - \epsilon_r(1 + \sin^2\theta)}{[\epsilon_r\cos\theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2\theta}]^2}$$

$$W(u, v) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} \rho(x, y)e^{-j(ux+vy)}dxdy$$

$$D_o = \sqrt{k'^2 - u^2 - v^2} + \epsilon_r\sqrt{k^2 - u^2 - v^2}$$

σ : écart-type des hauteurs.

k et k' : nombres d'onde dans les milieux 1 et 2 respectivement.

θ : angle d'incidence.

p, q : polarisations de l'onde incidente et rétrodiffusée.

ρ : fonction d'autocorrélation de la surface.

R_{\perp} et R_{\parallel} : coefficients de Fresnel pour les polarisations horizontale et verticale.

ϵ_r : constante diélectrique relative.

u, v : variables spectrales de la fonction de Green.

$W(u, v)$: transformée de Fourier de la fonction de corrélation de la surface.

Integral Equation Method (IEM)

Domaine de validité:

$$k\sigma < 3 \text{ et } k\sigma k l_c < 1.5\sqrt{|\epsilon_r|}$$

$$\cos^2\theta \frac{(k\sigma)^2}{\sqrt{kc}} e^{-\sqrt{2kc(l_c - \sin\theta)}} < 0.25$$

avec

k : nombre d'onde.

θ : angle d'incidence.

σ, l_c : écart-type et longueur de corrélation de la surface.

Coefficients de rétrodiffusion pour les configurations co-polaires:

$$\sigma_{pp}^k = \frac{k^2}{2} |f_{pp}|^2 e^{-4\sigma^2 k^2 \cos^2\theta} \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{(4\sigma^2 k^2 \cos^2\theta)^n}{n!} W^{(n)}(2k \sin\theta, 0)$$

$$\sigma_{pp}^{kc} = \frac{k^2}{2} \Re(f_{pp}^* F_{pp}) e^{-3\sigma^2 k^2 \cos^2\theta} \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{(4\sigma^2 k^2 \cos^2\theta)^n}{n!} W^{(n)}(2k \sin\theta, 0)$$

$$\sigma_{pp}^c = \frac{k^2}{8} |F_{pp}|^2 e^{-2\sigma^2 k^2 \cos^2\theta} \sum_{n=1}^{+\infty} \frac{(4\sigma^2 k^2 \cos^2\theta)^n}{n!} W^{(n)}(2k \sin\theta, 0)$$

avec

$$f_{vv} = \frac{2R_{\parallel}}{\cos\theta}$$

$$f_{hh} = -\frac{2R_{\perp}}{\cos\theta}$$

$$F_{vv} = 2 \frac{\sin^2\theta}{\cos\theta} \left[\left(1 - \frac{\epsilon_r \cos^2\theta}{\mu_r \epsilon_r - \sin^2\theta}\right) (1 - R_{\parallel})^2 + \left(1 - \frac{1}{\epsilon_r}\right) (1 + R_{\parallel})^2 \right]$$

$$F_{hh} = 2 \frac{\sin^2\theta}{\cos\theta} \left[4R_{\perp} - \left(1 - \frac{1}{\epsilon_r}\right) (1 + R_{\perp})^2 \right]$$

$$W^{(n)}(u, v) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} \rho^n(x, y) e^{-j(ux+vy)} dx dy$$

ϵ_r, μ_r : constante diélectrique et permittivité relative.

ρ : fonction d'autocorrélation de la surface.

$W(u, v)$: transformée de Fourier de la fonction de corrélation de la surface.

u, v : variables spectrales de la fonction de Green.

R_{\perp} et R_{\parallel} : coefficients de Fresnel pour les polarisations horizontale et verticale

$$R_{\perp} = \frac{\mu_r \cos \theta - \sqrt{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta}}{\mu_r \cos \theta + \sqrt{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta}}$$

$$R_{\parallel} = \frac{\epsilon_r \cos \theta - \sqrt{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta}}{\epsilon_r \cos \theta + \sqrt{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta}}$$

Approximations pour les surfaces faiblement à moyennement rugueuses de fonction d'autocorrélation gaussienne:

Coefficient de rétrodiffusion de surface par réflexion simple:

$$\sigma_{pp}^S(\theta) = \frac{k}{4} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} |I_{pp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(-2k \sin(\theta), 0)}{n!}$$

avec $\sin(\theta) = \sqrt{|\epsilon_r|} \sin(\theta_t)$ et

$$I_{pp}^n = (2k \cos(\theta) \sigma)^n f_{pp} e^{-k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} + \frac{(k \cos(\theta) \sigma)^n}{2} [F_{pp}(-k \sin(\theta), 0) + F_{pp}(k \sin(\theta), 0)]$$

f_{vv} et f_{hh} : inchangés

$$F_{vv}(-k \sin \theta, 0) + F_{vv}(k \sin \theta, 0) = \frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_{\parallel})^2}{\cos \theta} \left[\left(1 - \frac{1}{\epsilon_r}\right) + \frac{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta - \epsilon_r \cos^2 \theta}{\epsilon_r^2 \cos^2 \theta} \right]$$

$$F_{hh}(-k \sin \theta, 0) + F_{hh}(k \sin \theta, 0) = -\frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_{\perp})^2}{\cos \theta} \left[\left(1 - \frac{1}{\mu_r}\right) + \frac{\mu_r \epsilon_r - \sin^2 \theta - \mu_r \cos^2 \theta}{\mu_r^2 \cos^2 \theta} \right]$$

Coefficient de rétrodiffusion de surface par réflexion multiple:

$$\sigma_{pp}^M(\theta) = \frac{k^2}{4\pi} e^{-3k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n! m!}$$

$$* \iint \operatorname{Re}[f_{pp}^* F_{pp}(u, v)] W^{(n)}(u - k_x, v) W^{(m)}(u + k_x, v) du dv$$

$$+ \frac{k^2}{16\pi} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n! m!}$$

$$* \iint [|F_{pp}(u, v)|^2 + F_{pp}(u, v) F_{pp}^*(-u, -v)] W^{(n)}(u + k_x, v) W^{(m)}(u - k_x, v) du dv$$

$F_{pp}(u, v)$: champs complémentaires de Kirchhoff détaillés dans [Fung et al., 1992a]

3.6.2 Modèles empiriques

Modèle de Oh'92

Domaine de validité :

$$0.1 \leq k\sigma \leq 6 \text{ et } 2.5 \leq kl_c \leq 20$$

$$0.09 \leq m_v \leq 0.31$$

avec k : nombre d'onde.

σ, l_c : écart-type et longueur de corrélation de la surface.

Coefficients de rétrodiffusion et rapports de polarisation :

$$q = \frac{\sigma_{hv}^o}{\sigma_{vv}^o} = 0.23 \sqrt{\Gamma_o} [1 - e^{-k\sigma}]$$

$$\sqrt{p} = \sqrt{\frac{\sigma_{hh}^o}{\sigma_{vv}^o}} = 1 - \left(\frac{2\theta}{\pi} \right)^{[1/3\Gamma_o]} e^{-k\sigma}$$

$$\sigma_{vv}^o(\theta, \epsilon_r, k\sigma) = \frac{g \cos^3 \theta}{\sqrt{p}} \cdot [\Gamma_v(\theta) + \Gamma_h(\theta)]$$

$$\sigma_{hh}^o(\theta, \epsilon_r, k\sigma) = g \sqrt{p} \cos^3 \theta \cdot [\Gamma_v(\theta) + \Gamma_h(\theta)]$$

avec

$$g = 0.7 \left[1 - e^{-0.65(k\sigma)^{1.8}} \right]$$

où Γ_o est le coefficient de réflexion de Fresnel au nadir et Γ_v, Γ_h les coefficients de réflexion pour les polarisations verticale et horizontale.

$$\Gamma_v(\theta) = \left| \frac{n \cos \theta - \cos \theta_t}{n \cos \theta + \cos \theta_t} \right|^2$$

$$\Gamma_h(\theta) = \left| \frac{\cos \theta - n \cos \theta_t}{\cos \theta + n \cos \theta_t} \right|^2$$

$n = \sqrt{\epsilon_r}$: indice de refraction

ϵ_r : permittivité relative.

θ : angle d'incidence.

θ_t : angle de transmission.

Modèle Dubois'95Domaine de validité:

$$k\sigma \leq 2.5 \text{ et } \theta \geq 30^\circ$$

$$m_v \geq 35\%$$

Coefficients de rétrodiffusion copolaires:

$$\sigma_{hh}^o = 10^{-2.75} \frac{\cos^{1.5}\theta}{\sin\theta^5} 10^{0.028\epsilon \tan\theta} (k\sigma \sin^{1.4}\theta) \lambda^{0.7}$$

$$\sigma_{vv}^o = 10^{-2.35} \frac{\cos^3\theta}{\sin\theta} 10^{0.046\epsilon \tan\theta} (k\sigma \sin^3\theta)^{1.1} \lambda^{0.7}$$

 ϵ : partie réelle de la constante diélectrique. θ : angle d'incidence. σ : écart-type des hauteurs. λ : longueur d'onde incidente en cm. k : nombre d'onde.

Chapitre 4

Détecter l'humidité de subsurface avec la différence de phase co-polaire

$$\phi_{HH-VV}$$

Ce chapitre est dédié à l'étude et à la détection de l'humidité du sous-sol en contexte aride. Comme nous l'avons vu au chapitre 2, la condition d'aridité est favorable à la propagation des ondes radar dans le sous-sol et donc à la détection de structures enfouies. Dans les années 1980, quelques travaux ont fait état de l'estimation de la profondeur de pénétration des ondes radar bande L en régions arides [Berlin et al., 1986; Farr et al., 1986; Schaber et al., 1986] ouvrant ainsi l'ère de l'exploration de la subsurface par télé-détection radar. Cependant, l'essentiel des travaux dans le domaine, jusqu'à récemment, était axé sur la détection de mines anti-personnel dont 60 à 100 millions sont encore enfouies dans le sol d'environ 60 pays [Bachelier, 1999; O'Neill, 2000; Cooper et al., 2003; Kolba et Jouny, 2003]. Depuis peu, les applications radar pour l'imagerie de subsurface connaissent un engouement croissant. Les études menées par [Abdelsalam et Stern, 1996; Dabbagh et al., 1997; Schaber et al., 1997] montrent le potentiel du SAR polarimétrique multi-fréquence SIR-C/X-SAR pour la cartographie de la géologie de subsurface en régions arides, et à plus basse fréquence (bande L) pour les travaux de [Grandjean et al., 2001; Paillou et al., 2003a]. Plus récemment encore, l'utilisation de données SAR du satellite JERS-1 (bande L) a permis la découverte d'un double cratère d'impact en Libye (astroblème d'Arkenu) [Paillou et al., 2003b], ainsi que du plus grand champ d'impacts météoritiques connu à ce jour en Egypte [Paillou et al., 2004]. Toutes ces expériences démontrent que les radar basses fréquences possèdent des capacités de pénétration qui peuvent être favorables aux applications de cartographie d'hétérogénéités des sous-sols, telles des interfaces géologiques ou encore des structures humides enfouies.

La dune du Pyla constitue un site naturel idéal pour valider ce type d'applications. Comme nous allons le voir, elle représente un laboratoire naturel tout à fait adapté à la télédétection radar, dans la mesure où sa composition à base de matériaux sableux à faibles pertes autorise une forte pénétration du signal radar. Par ailleurs, la dune du Pyla représente un cadre accessible à l'étude des mécanismes de diffusion rencontrés et facilite l'interprétation des données radar. En effet, les acquisitions radar faisant appa-

raître simultanément l’océan, la forêt et la dune, cette dernière est donc encadrée par deux mécanismes de rétrodiffusion extrêmes. Le premier correspond à une diffusion purement surfacique sur un milieu de très forte permittivité : l’océan. Le second représente une diffusion volumique générée par la forêt de pins. La dune présentant une surface sèche et lisse sur sa majeure partie, les différentes signatures polarimétriques des structures qu’elle renferme peuvent ainsi être comparées à celles de l’océan et de la forêt pour en déduire la nature des mécanismes de diffusion dominants. Enfin, la présence de structures humides (*paléosols*) dans sa proche subsurface, sous une épaisseur variable de sable, rend possible l’estimation des capacités d’exploration du sous-sol par technique SAR, en terme de profondeur limite de détectabilité de la zone humide. Par leur texture et leur composition, les paléosols possèdent un important pouvoir de rétention qui les rend aisément détectables en raison de leur forte permittivité liée à leur taux d’humidité [Hallikainen et al., 1985]. Nous montrerons que cette interface diélectrique est également à l’origine d’une signature caractéristique de la phase co-polaire étant donné l’aspect rugueux et inhomogène du paléosol, dû à son profil d’humidité.

4.1 La dune du Pyla : un laboratoire naturel idéal

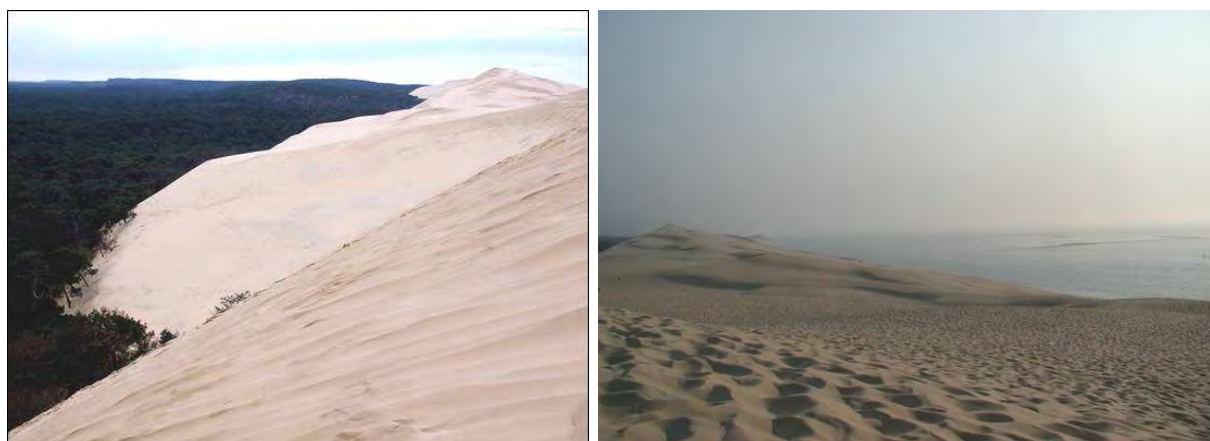


FIG. 4.1 – *Dissymétrie Est-Ouest de la dune du Pyla. À gauche : pente d’écroulement à forte inclinaison orientée dans la direction Est (côté forêt), dans le sens du vent dominant. À droite : pente de plus faible inclinaison orientée à l’Ouest (côté océan), face au vent dominant. Sa forme de croissant convexe du côté du vent dominant lui donne un aspect barkhanoïde.*

Située à l’entrée du Bassin d’Arcachon, la dune du Pyla constitue la plus importante formation sableuse d’Europe. Entourée par la forêt des Landes de Gascogne, elle s’étend sur 2700 mètres de long pour 500 mètres de large à sa base. C’est une dune *transversale* orientée Ouest-Nord-Ouest, perpendiculairement au vent dominant. Sa forme de croissant convexe exposée au vent dominant la classe parmi les dunes barkhanes dont la définition sera donnée ultérieurement. Elle affiche un aspect dissymétrique : son versant occidental,

orienté vers la mer, présente une inclinaison de 5° à 20° , alors que le flanc orienté vers la forêt (côté Est) présente une inclinaison plus forte comprise entre 30° et 40° comme l'illustre la Figure 4.1. Par sa hauteur de 104 mètres, la dune du Pyla représente également la plus haute dune d'Europe et a été classée *Grand Site National* en 1978.

De nombreuses études menées sur la géomorphologie, la géochimie, les pollens et la datation au Carbone 14, indiquent que son origine remonte à l'ère quaternaire, il y a 18000 ans. Elle résulte de la superposition au cours des siècles de deux grands systèmes dunaires à savoir les dunes *paraboliques*¹ et les dunes *barkhanes*² illustrées en Figure 4.2.

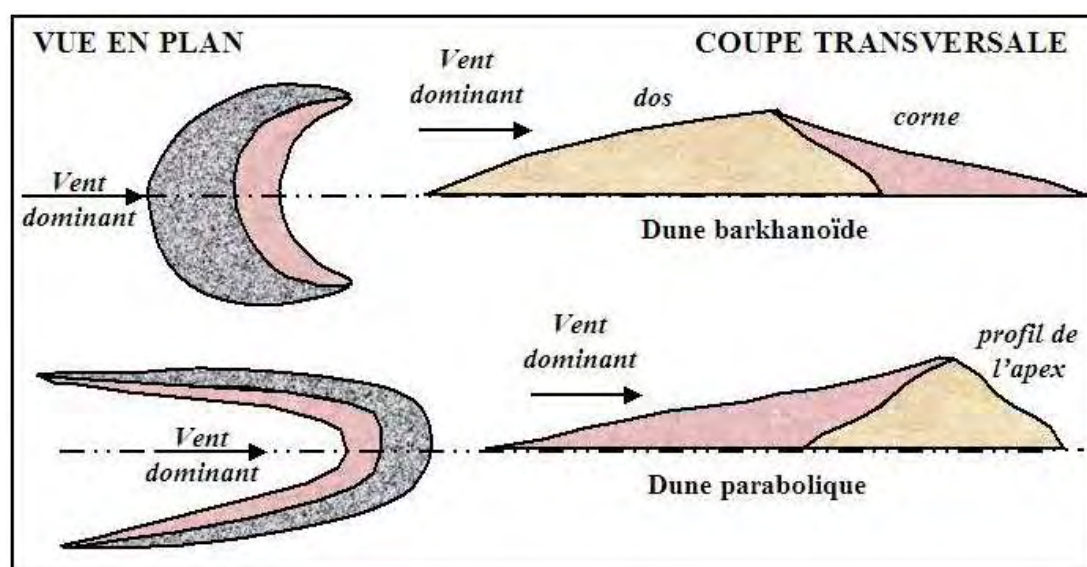


FIG. 4.2 – Systèmes dunaires barkhane et parabolique.

1. *Dunes paraboliques*: dune dont le plan général est en forme de croissant, la concavité en pente douce et les cornes sont orientées du côté d'où vient le vent dominant alors que la convexité en pente d'écroulement est orientée dans le sens du vent. Ces dunes se sont formées il y a environ 5000 ans suite à un refroidissement du climat et une baisse corrélative du niveau de la mer. Cet abaissement du niveau des eaux a eu pour effet d'exposer au vents littoraux de larges bandes de sable et de sédiments qui se sont peu à peu accumulés en retrait des côtes actuelles par transport éolien. Ce sont typiquement des dunes de remaniement qui se superposent à des amas sableux antérieurs déjà fixés par la végétation - donnant plus tard naissance aux premières couches de paléosol -, et tendent à migrer vers l'intérieur du massif continental, jusqu'à ce qu'elles soient à leur tour fixées par une végétation abondante favorisée par le climat humide de l'époque.

2. *Dunes barkhanes*: forme du relief dunaire caractérisé par un versant convexe face au vent, en pente douce et un versant concave, abrupt, du côté du bord d'écroulement avec un plan général en croissant, les cornes étant effilées dans la direction où va le vent. La différence entre le versant de plan concave et celui de plan convexe distingue les barkhanes des dunes paraboliques. Les barkhanes se sont formées ultérieurement aux dunes paraboliques par vagues successives au cours des deux derniers millénaires. À l'instar des dunes paraboliques, la formation des barkhanes est liée à de légères fluctuations climatiques, mais à l'inverse des premières, les secondes se sont développées dans un climat sec empêchant l'apparition de végétation à leur surface et donc leur stabilisation. Les barkhanes ont ainsi progressivement recouvert les dunes paraboliques et la végétation qu'elles portaient donnant naissance à de nouvelles structures de type paléosols.

La formation de la dune actuelle, dont la hauteur est passée de 35 mètres en 1855 à 118 mètres au début du XX^{eme} siècle, provient de la destruction d'un imposant banc de sable - provenant de l'érosion du massif Pyrénéen et du massif Central -, qui s'étendait au $XVIII^{eme}$ siècle en avant de la côte actuelle et de l'apport de ce sable sur le plateau landais par les vents littoraux violents.

Bien que la dune soit encore alimentée de nos jours par le sable du banc d'Arguin par transport éolien, la dérive vers le sud de la passe d'entrée principale du Bassin d'Arcachon tend à endiguer cet apport ce qui se traduit par un affaissement de la dune. Cependant, le cycle du mouvement des passes, l'érosion marine et éolienne se poursuivent et contribuent à créer une dune plus vive plus au Sud, au niveau du Petit Nice, tout en dévoilant la structure interne de la dune actuelle.

L'architecture intérieure de la dune témoigne des différents climats et des différents types de végétations qui se sont succédés à sa surface au cours des derniers millénaires et dont les traces apparaissent sur le versant occidental suite à l'érosion dunaire. La succession de ces sols anciens s'échelonne de 4000 ans avant notre ère au pied de la dune à l'an 1860 au point le plus élevé. Ces anciens sols forestiers portent le nom de paléosols (végétation fossile) et permettent de reconstituer la genèse de la dune. On distingue essentiellement 4 paléosols qui témoignent des différentes configurations de la dune et qui séparent les phases dunaires comme le montre la Figure 4.3 :

- paléosol I: le premier paléosol repose au niveau de la plage. Épais d'une dizaine de centimètres, ce sol sableux et noir était recouvert par une forêt de pins dont on retrouve encore des souches en excellent état de conservation. Cette structure révèle également des plaques d'aliols (grès siliceux organique et ferrugineux) et de tourbe. Il a été daté à plus de 4000 ans avant notre ère et s'accompagne de résurgences d'eau douce venant de la nappe phréatique et le rendant très réflecteur aux ondes radar,
- paléosol II: daté entre -4000 et -3000 ans, il est constitué d'une couche d'humus induré (matière organique durcie essentiellement composée de débris végétaux plus ou moins transformés),
- paléosol III: épais d'une dizaine de centimètres, il présente une ondulation caractéristique. La matière organique qui le constitue est issue de la forêt naturelle de pins maritimes de l'époque. Des vestiges d'occupation humaine ont permis de le dater entre la fin du XVI^{eme} et le milieu du $XVII^{eme}$. C'est sur ce paléosol que portent nos travaux,
- paléosol IV: issu de la décomposition d'une forêt artificielle plantée sous Napoléon III (milieu XIX^{eme}) par l'ingénieur Brémontier, le sol de la *dune de la Grave* sera recouvert en moins d'un siècle par des barkhanes. Cette structure est cependant plus faiblement marquée.

Toutes ces observations renseignent sur la texture, la composition minéralogique et la pétrologie de ces structures, données indispensables à la simulation et la compréhension de la propagation des ondes radar dans ce milieu. En effet, l'onde radar émise par le capteur RAMSES pénétrant dans le sable avant de se réfléchir sur le paléosol, le problème de diffusion peut alors, en première approche, se modéliser par une interaction à trois couches que sont l'air, le sable et le paléosol. Il apparaît donc clairement que la connaissance *a priori* de la vérité terrain s'avère indispensable pour les travaux de modélisation.

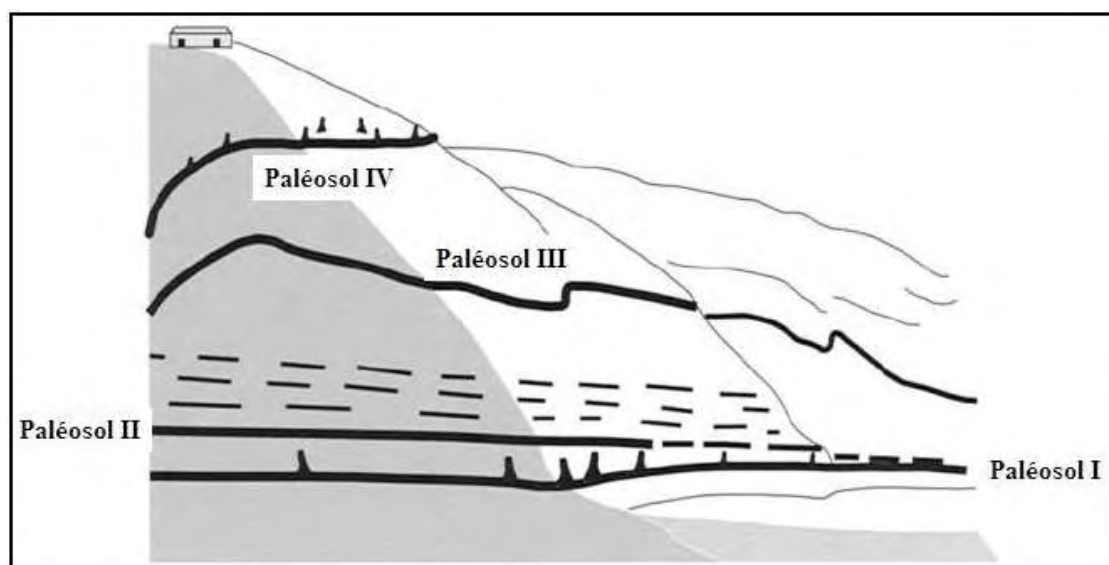


FIG. 4.3 – Coupe synthétique de la morphologie de la dune du Pyla.

4.2 Systèmes d'acquisition et données terrain

La dune du Pyla a fait l'objet de nombreuses observations dont les premières remontent à 1991 avec le capteur *AIRSAR* développé par le JPL/NASA et plus récemment avec le système *RAMSES* de l'ONERA, depuis 1998. Les données polarimétriques utilisées pour nos travaux sur le Pyla provenant essentiellement de ce dernier, le capteur *RAMSES* sera le seul décrit par la suite.

4.2.1 Système d'acquisition *RAMSES*

Le système *RAMSES* est un radar imageur développé par l'ONERA et financé par la DGA [Boutry, 1996] proposant un large éventail de bandes de fréquences dont le Tableau 4.1 rappelle les principales caractéristiques. Ce capteur est embarqué sur une plate-forme aéroportée Transall C160 opérée par le CEV de l'Armée de l'Air (cf. Figure 4.4).

Bande de fréquences	P	L	S	C	X	Ku	Ka	W
Fréquence centrale (GHz)	0.435	1.6	3.2	5.3	9.6	14.3	35	95
Bande passante (MHz)	70	200	300	300	600	300	800	500
Puissance d'émission (W)	650	100	100	500	200	200	100	50
Type d'antenne <i>Patchs</i> ou <i>Cornets</i>	P	P	P	P	C	C	C	C
Polarisation en émission	H/V	H/V	H/V	H/V	H/V	H/V	V	L/R
Polarisation en réception	H/V	H/V	H/V	H/V	H/V	H/V	V	L/R

TAB. 4.1 – Caractéristiques des bandes de fréquences disponibles sur le capteur *RAMSES*.



FIG. 4.4 – Capteur SAR RAMSES (à droite) embarqué à bord d'un Transall C160 (à gauche).

4.2.2 Données bande L et signal de phase

Les images RAMSES bande L (1.6 GHz) de la dune du Pyla sont présentées en Figures 4.5 à 4.7. Elles ont été acquises dans le cadre de la campagne *RAMCAR* en Juin 1998, fournissant deux jeux de données totalement polarimétriques (polarisation HH, HV, VH et VV) pour deux incidences différentes et calibrées en amplitude et en phase. L'altitude des acquisitions varie de 2500 à 3500 mètres et la résolution au sol de 0.7m (radiale) par 0.9m (azimutale) est nettement supérieure au cas satellitaire. Cette résolution permet d'observer de nombreuses structures de subsurface telles que la structure brillante orientée NE dans la partie Sud de la dune (cf. Figures 4.6 et 4.7) qui correspond au paléosol III enfoui dont la présence a été confirmée *in situ* à l'occasion d'une campagne GPR [Grandjean et al., 1999; 2001].

N° Vol	Angle de visée	Full-polar	Résolution (m)	Données calibrées	Sens d'acquisition
610L	55°	oui	0.7 × 0.93	oui	SN
712L	45°	oui	0.7 × 0.99	oui	SN

TAB. 4.2 – Caractéristiques des images RAMSES bande L acquises sur la dune en Juin 1998.

En première analyse, la décomposition polarimétrique montre que la forêt apparaît très brillante quel que soit le mode d'acquisition. Les modes co-polaires mesurant toutes les composantes de diffusion (surfactive, sub-surfactive et volumique) et les modes contra-polaires comprenant surtout les termes sub-surfactives et volumiques, cela indique que la forêt est essentiellement le siège d'une diffusion de volume et de réflexions multiples contribuant à dépolariser l'onde incidente et à renvoyer un maximum d'énergie dans la

direction de visée. Par ailleurs, l'étude des rapports HV/HH et VH/VV des zones forestières - qui mesurent le degré de dépolarisation et donc l'importance de la contribution des phénomènes de diffusion de volume et de subsurface par rapport à la diffusion de surface - a montré un important rapport de dépolarisation (autour de 0.5, [Grandjean et al., 2001]) indiquant une composante de surface très faible et une diffusion de volume isotrope.

La surface océane, quant à elle, présente un comportement de diffusion de surface. En effet, l'océan apparaissant très sombre sur les acquisitions contra-polaires, cela signifie non seulement une très faible composante de volume mais également, et logiquement, un signal de subsurface inexistant en raison d'une forte réflectivité de surface due à une permittivité élevée. Cependant, l'océan apparaît sensiblement plus clair pour les modes co-polaires trahissant un phénomène de diffusion surfacique majoritairement spéculaire ne produisant pas de dépolarisation ce qui a été confirmé par un rapport de dépolarisation VH/VV très faible (i.e. 0.15, cf. [Grandjean et al., 2001]).

La surface dunaire présente un comportement analogue au cas de l'océan indiquant la prépondérance d'un mécanisme de diffusion surfacique en raison de la faible rugosité de surface de la dune. Cependant ce comportement n'est pas uniforme. Des structures linéaires plus claires apparaissent, notamment sur les images contra-polaires (partie Sud de la dune), et ont été corrélées à la présence du paléosol III en subsurface (confirmée par des profils GPR sur site [Grandjean et al., 2001]). Leur forte permittivité, résultant de leur important pouvoir de rétention, contraste avec celle du sable, ce qui les rend détectables aux ondes radar. Ces structures sont également à l'origine d'une forte dépolarisation de l'onde incidente, conduisant à des composantes contra-polaires HV et VH significatives. De plus, la diffusion de volume se produisant dans la couche de sable les recouvrant apparaît faible étant donné l'homogénéité de la couche supérieure et sa faible permittivité, ce qui rend les paléosols d'autant plus détectables en subsurface.

Une confirmation de ces résultats peut être apportée par les compositions trichromiques (cf. Figure 4.6 à droite). Elles montrent que l'ensemble de la dune est le siège d'une rétrodiffusion surfacique peu efficace d'où émerge le signal provenant des paléosols avec une faible composante volumique et dont la mesure du rapport VH/VV, correspondant à une faible diffusion de surface [Grandjean et al., 2001], indique clairement leur origine de subsurface.

En deuxième analyse, [August-Bernex, 2002] a montré que ces structures fossiles enfouies correspondaient à des valeurs particulières de la différence de phase entre les canaux HH et VV comme l'illustre la Figure 4.7. L'étude de ce signal et la compréhension des phénomènes physiques qui en sont à l'origine font le corps des sections 4.3 et 4.4.

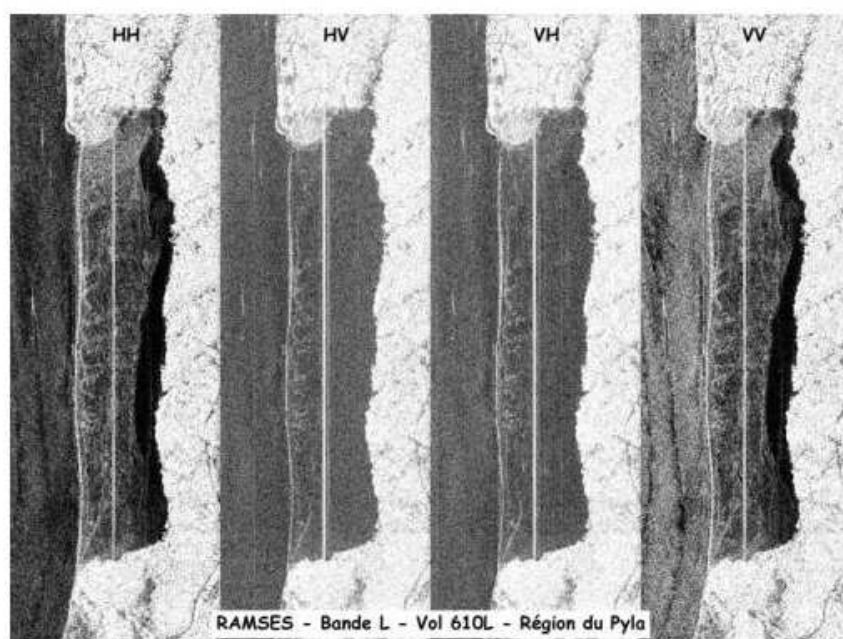


FIG. 4.5 – Acquisitions polarimétriques en bande L du Pyla (RAMSES, vol 610L).

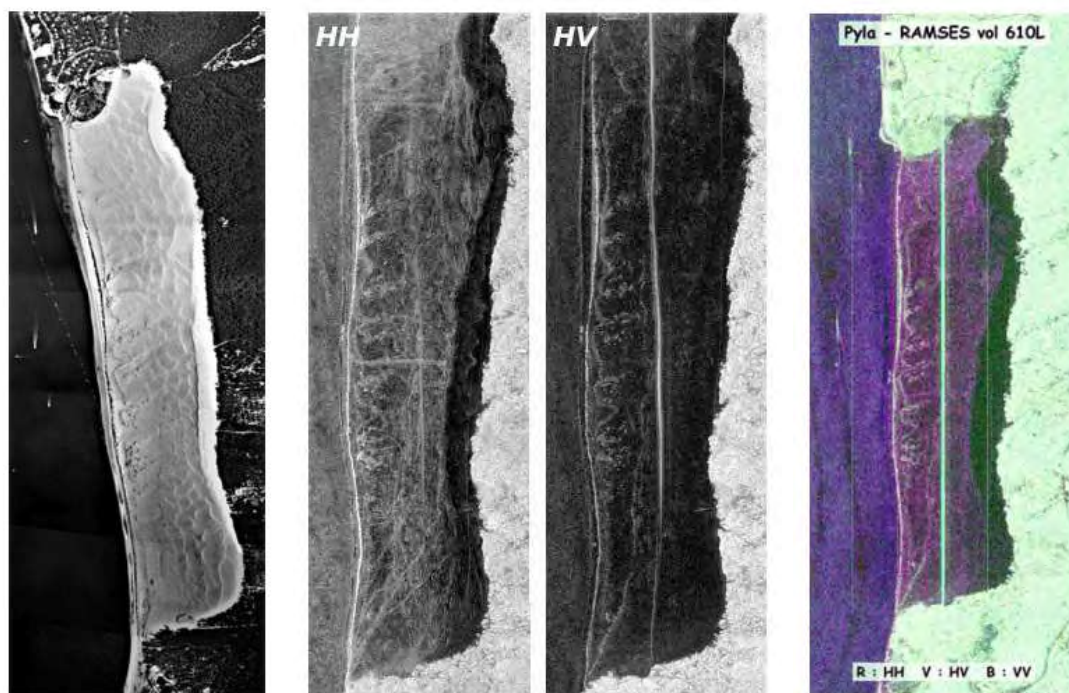


FIG. 4.6 – Photographie aérienne de la dune (IGN), acquisitions polarimétriques HH et VV en bande L du Pyla (RAMSES, vol 712L) et trichromie du vol 610L (à droite).

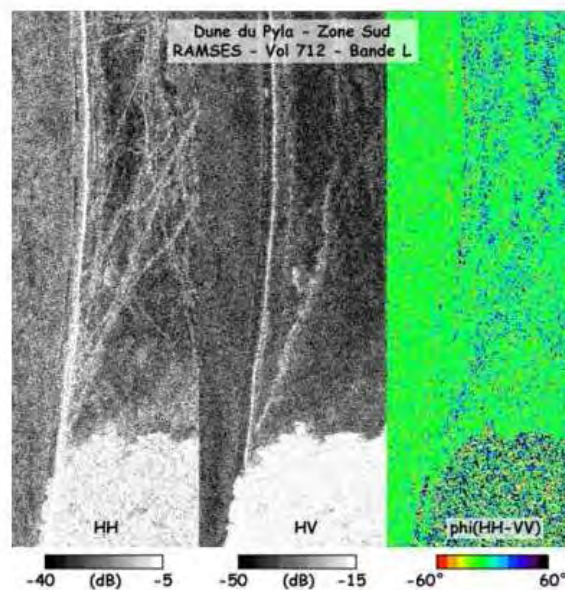


FIG. 4.7 – Analyse polarimétrique (HH, et HV) et phasimétrique sur la dune (RAMSES, vol 712L).

4.3 A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR

Dans l'article³ qui suit, nous nous sommes penchés sur le signal de différence de phase entre les canaux co-polaires HH et VV mis en évidence sur les images SAR bande L du Pyla acquises en Juin 1998. L'objectif de ce papier est d'identifier les paramètres responsables du déphasage observé. Dans un premier temps, nous avons cherché à reproduire la différence de phase au moyen d'un modèle de diffusion simple à deux couches de type IEM en nous appuyant sur les paramètres terrain fournis par la campagne *Pyla 2001*. Les résultats montrent que la rétrodiffusion par réflexion surfacique simple est insuffisante pour rendre compte du déphasage observé. Pour mieux comprendre les mécanismes de diffusion à l'œuvre au niveau du paléosol, nous avons alors utilisé une méthode de simulation numérique dite *exacte* de type FDTD, tenant compte des réflexions multiples se produisant au niveau de l'interface sable/paléosol. En combinant le modèle de diffusion IEM aux résultats FDTD qui apportent la composante de réflexions multiples, nous montrons que le déphasage modélisé est en accord avec la valeur observée sur la dune. Ces résultats indiquent également que la couche de sable de surface contribue faiblement à la différence de phase et confirment l'hypothèse selon laquelle l'humidité des sols serait responsable du phénomène observé.

3. **A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR.** Manuscript received September 23, 2003. Revised April 6, 2004. This work was supported by the French National Program for Remote Sensing (INSU/PNTS). IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 42, n^o. 8, August 2004, pp. 1683-1694

¹Y. Lasne, ¹Ph. Paillou, ²Th. August-Bernex, ³G. Ruffié, ⁴G. Grandjean

¹OASU, L3AB-UMR 5804, BP 89, 33270 Floirac, France.

²EUMETSAT, 64295 Darmstadt, Germany.

³PIOM, ENSCPB-UMR 5501, 33405 Talence, France.

⁴BRGM, 45060 Orléans, France.

Abstract - In this paper, we investigate the ability of L-band synthetic aperture radar (SAR) systems to penetrate soils to retrieve information about subsurface wet structures. Our experiment site, the Pyla dune, is a bare sandy area allowing high radar penetration and known to have large wet subsurface structures (paleosoils) at varying depths. Buried paleosoils, which act as moisture tanks, are detectable with radar since they present a high permittivity due to their water content. By analysing airborne polarimetric SAR data, we established that a phase signature is correlated to the buried wet paleosoils: a phase difference of 23° between the HH and VV channels was clearly observed. It allows detection of the paleosol down to a larger depth (5.2 m) than when only considering HH and HV amplitude signals (3.5 m). In order to confirm this result, field measurements were performed which led to the same observed phase difference. We could fit our observations to the semi-empirical model proposed by Oh and Sarabandi, and we reproduced the observed phenomenon using a two-layer integral equation method (IEM) model of the Pyla dune which was completed by finite-difference time-domain (FDTD) numerical simulations. We show that the soil moisture significantly influences the radar response in terms of phase difference between the co-polarized modes. Our study also shows that the single scattering IEM model reproduces the observed phase difference fairly well for a natural outdoor site when combined to FDTD simulation results. This phase signature could be used as a new tool to map subsurface moisture in arid regions.

Index Terms - Finite-difference time-domain (FDTD), integral equation method (IEM), L-band, moisture, phase, polarimetry, subsurface, synthetic aperture radar (SAR).

4.3.1 Introduction

Over the last two decades, remote sensing using polarimetric synthetic aperture radar (SAR) has been widely used for study of the Earth's surface. Spaceborne synthetic aperture radar (SAR) (e.g., Spaceborne Imaging Radar-C/X-band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR), Japanese Earth Resources Satellite 1 (JERS-1), European Remote Sensing Satellite 1 and 2 tandem (ERS-1/2), RADARSAT) allows retrieval of information about surface parameters such as topography, surface roughness (vegetation cover, geology, waves) and the dielectric properties mainly related to soil moisture [Ulaby *et al.*, 1981; 1982; 1986]. Over arid areas, L-band SAR can explore the subsurface down to several meters when covered by dry material such as sand [McCauley *et al.*, 1982; Elachi *et al.*, 1984; Schaber *et al.*, 1986; Williams *et Greeley*, 2001; Paillou *et al.*, 2003a]. Using SIR-A data, [Schaber *et al.*, 1986] estimated the penetration depth of L-band SAR to be 1.5 meters through sandy sediments in the southern desert of Egypt. Based on SIR-B

data, other studies discussed L-band radar penetration capabilities in Saudi Arabia [Berlin *et al.*, 1986] and in the Nevada desert [Farr *et al.*, 1986] to reveal buried scatterers. More recently, other authors showed the ability of SIR-C multifrequency polarimetric SAR to map subsurface geology below sandy materials [Abdelsalam *et Stern*, 1996; Dabagh *et al.*, 1997; Schaber *et al.*, 1997]. In this work, we considered an approach consisting of a combination of ground-penetrating radar (GPR) and SAR data. GPR measurements provide us with information on the subsurface geometry and the dielectric values of the buried reflector, which is then used as input for SAR data modeling and interpretation. Such a technique was successfully demonstrated by [Paillou *et al.*, 2003a] over the Bir Safsaf region in southern Egypt and by [Grandjean *et al.*, 2001] over the Pyla sand dune in France.

All these experiments demonstrated that low frequency radar has penetration capabilities that can be used to map subsurface heterogeneities such as geological interfaces or wet layers. As regards soil moisture, it is well known that the presence of water influences the radar response of a terrain. Experimental and theoretical studies, based on empirical or semi-empirical models, have investigated this phenomenon [Oh *et al.*, 1992; Sarabandi, 1992; Oh *et al.*, 1993; Dubois *et al.*, 1995; Su *et al.*, 1997]. Nevertheless, very few authors used the phase information from SAR data to detect moisture [Nesti *et al.*, 1998; Zhang *et Okamura*, 1999; Okamura *et Zhang*, 2000]. Moreover, even if some experimental studies of the phase shift induced by moisture changes were performed by means of indoor radar measurements, no definitive results were obtained for natural outdoor sites.

Soil moisture monitoring is a key challenge for several environmental studies: (1) water resources management in arid and semi-arid regions, (2) water saturation and infiltration in soils for flood risk management, (3) biomass evaluation for the global monitoring of the carbon cycle.

In order to study the radar phase variation due to buried wet layers, some experiments were conducted over a test site located in France: the Pyla dune close to Bordeaux. It is a natural sand dune that contains subsurface paleosoils (fossil vegetation) which act as moisture tanks at depths from 0.5 to 110 m. Airborne L-band (1.6 GHz) SAR images of the Pyla dune revealed a phase signal correlated to the buried wet structures: a phase difference reaching 23° between the HH and VV channels was clearly observed. It has been shown that this phase signature allows detection of the paleosoil down to 5.2 meters, that is almost 2 meters deeper than when only considering HH and HV amplitude signals [Grandjean *et al.*, 2001]. Furthermore, field campaigns were performed on the Pyla dune which led to the same observed phase difference [August-Bernex *et al.*, 2001; August-Bernex, 2002]

The objective of this study was to model the capabilities of L-band SAR systems to penetrate soils to retrieve subsurface moisture. For that purpose, we propose a two-layer IEM model that reproduces the phase difference between HH and VV channels and physically explains the observed phenomenon.

First, we briefly describe the polarimetric analysis of the airborne SAR images and present the field measurements that confirmed the phase signature of the buried paleosoil. We then present results obtained from the semi-empirical model of Oh and Sarabandi applied to a two interface problem representing the geometry of the Pyla dune. Next, we describe a two-layer IEM scattering model which reproduces the phase difference variation

as a function of the thickness of the overlying sand layer. A more accurate geometrical and electrical description of the Pyla dune is then used as input to a FDTD electromagnetic code in order to improve the two-layer IEM model.

4.3.2 The Pyla Dune



FIG. 4.8 – Aerial view of the Pyla sand dune - France.

Results presented here concern the southern part of the Pyla sand dune (Figure 4.8) which is a large sandy area (2.5 by 0.5 km) located on the edge of the Arcachon Basin close to Bordeaux (France). This area is particularly suitable for radar sounding because it is mainly composed of low loss sandy material allowing a high signal penetration. The Pyla dune contains large wet subsurface structures called paleosoils (fossil vegetation, Figure 4.9) which act as moisture tanks at varying depths (0.5 to 110 m). These buried paleosoils are detectable using radar because of the high permittivity due to their water content.

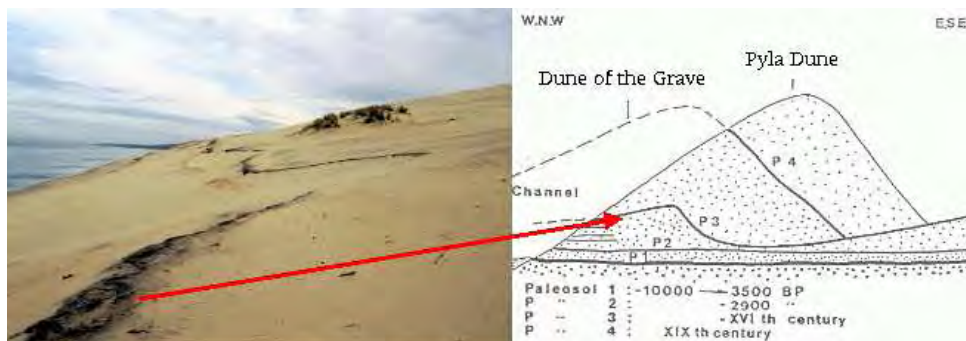


FIG. 4.9 – Outcrops of paleosoils (left) and cross-section of the internal structure of the Pyla dune (right).

4.3.3 SAR polarimetric analysis

RAMSES airborne L-band SAR

RAMSES is a French airborne SAR operated by the National Office for Aerospace Studies and Research (ONERA) [Boutry, 1996]. It provides a wide range of frequencies and is fully polarimetric. The spatial resolution for L-band (1.6 GHz) is 0.7 m in range and 0.9 m in azimuth. Figure 4.10 shows a RAMSES SAR image of the Pyla dune that was acquired in June 1998, with a mean incidence angle of 55° (that is a local incidence on the dune of 40°) and a heading of 20°N . It allows unambiguous detection of subsurface structures in the southern part of the dune (bottom of Figure 4.10c)

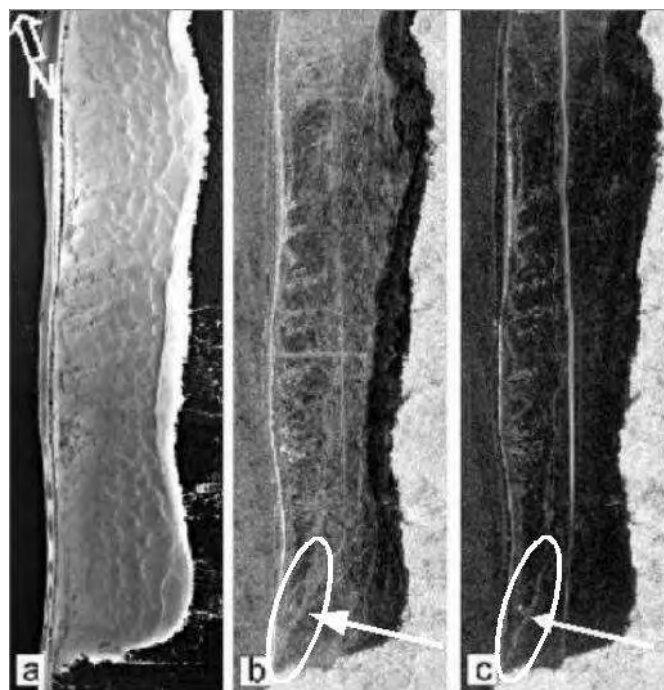


FIG. 4.10 – Aerial photography of the Pyla dune (a, source IGN), and RAMSES L-band image of the dune for HH (b) and HV (c) polarization. Arrows indicate the location of the wet paleosoil (bright feature in the white ellipse) appearing through the sand.

Besides classical polarimetric analysis of amplitude data that allowed detection of the wet subsurface layers down to 3.5 m deep [Grandjean *et al.*, 2001], we established that a specific phase signal was correlated with the buried paleosoils: a phase difference between HH and VV channels of 23° was clearly observed on RAMSES L-band images as shown in Figure 4.11.

Physical optics tells us that an incident wave propagating through some homogeneous sand layers accumulates successive phase differences before reaching the reflecting paleosoil. After it has been backscattered on the sand/paleosoil interface, the wave goes back through the overlying sand layers along the same way and then loses the accumulated phase differences. It means that the overlying sand stratification, especially the smooth air/dune interface, cannot be responsible for the observed phase difference. Moreover, the

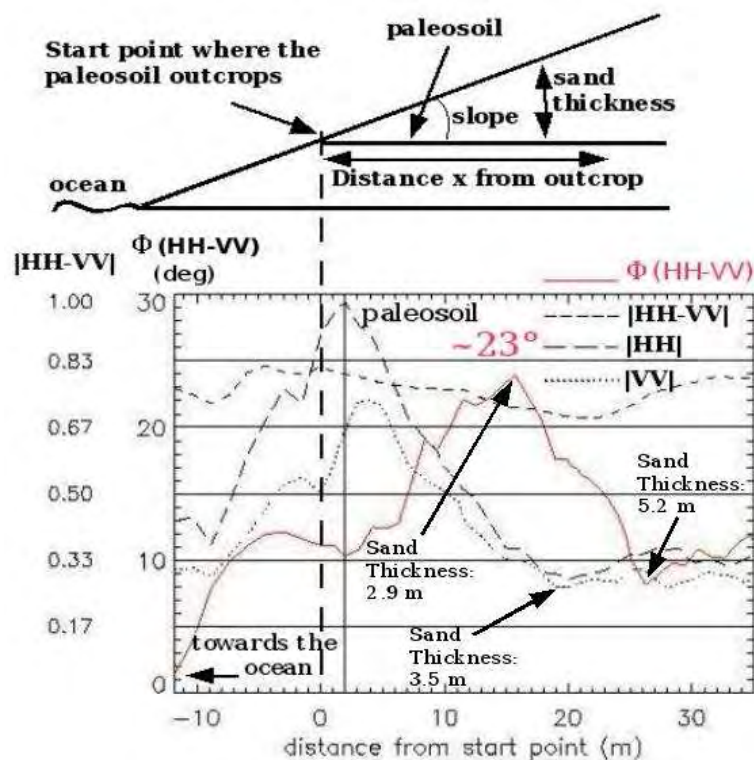


FIG. 4.11 – Φ_{HH-VV} profile of the southern part of the Pyla dune when crossing the buried paleosoil. The curves shown on the Figure are obtained from averaging several profiles along the paleosoil.

observed phase difference could not be explained by anisotropy in the material favoring a polarization rather than the other as the anisotropy required is too high for natural material.

We observed that the paleosoil's moisture content increases as it sinks into the dune because the sand layer covering it prevents water evaporation. The phase difference observed along a profile crossing the paleosoil in Figure 4.11 also increases with respect to the thickness of overlying sand as the paleosoil moisture increases. We also see in Figure 4.11 that the co-polarized phase difference Φ_{HH-VV} decreases as the attenuation of the sub-surface backscattered signal increases with sand thickness.

It is the first time such a phase signature, related to soil moisture, was observed for a natural outdoor site. Figure 4.11 shows that the phase difference Φ_{HH-VV} computed from the average of several profiles along the paleosoil (arrows in Figure 4.10b and Figure 4.10c) is close to zero for the ocean and presents a strong increase for the first ten meters after the point where the paleosoil outcrops. The maximum Φ_{HH-VV} is about 23° and corresponds to a buried wet layer located 2.9 meters under the dune surface. The correlation between HH and VV signals remains high, which means that the observed phase difference is significant. It should be noticed that Φ_{HH-VV} traces the buried paleosoil far after the HH and HV amplitude signals have disappeared, allowing to detect it down to 5.2 m deep, that is almost 2 m deeper than with HH or HV amplitude signals.

Field measurements

In order to confirm the phase difference observed in SAR images, a field experiment was performed during June 2002 using two L-band horn antennas in bistatic mode (cf. Figure 4.12), operating in the 1.2-1.4 GHz frequency range and connected to a time domain network analyser [August-Bernex, 2002].



FIG. 4.12 – The two horn antennas used during field experiment.

Several measurements have been performed along a profile crossing the paleosoil shown in Figure 4.10c. Results are presented in Figure 4.13, where two main phase behaviours could be observed: Φ_{HH-VV} is close to 22° for points 6, 7, and 8 for which the paleosoil is close enough to the surface to contribute to the backscattered signal (less than 2 m deep). On the contrary, Φ_{HH-VV} is close to 0° for points 4, 5, and 9 for which the paleosoil is too deep and where only the dry surface response can be measured. It should be noticed that the (HH-VV) correlation remains higher than 0.9 in all cases, confirming that phase difference measured in the field is significant [August-Bernex, 2002].

4.3.4 Semi-Empirical Model

In order to model our observations, we considered the semi-empirical model proposed by Oh and Sarabandi [Oh et al., 1992; Sarabandi, 1992; Oh et al., 1993] which has been developed from experimental data acquired by polarimetric radar under a variety of roughness and moisture conditions for L, C, and X-bands (that is 1.5, 4.75, and 9.5 GHz respectively) at varying incidence angles (20° to 70°). This model has been proposed to empirically establish relationships between co-polarized phase parameters on one hand and roughness and dielectric constant of surfaces on the other hand. Moreover, [Sarabandi, 1992] has shown that the probability density function (PDF) of the co-polarized phase difference could be characterized by two parameters: the degree of correlation α which is a measure of the width of the PDF, and the polarized phase difference ζ which is the

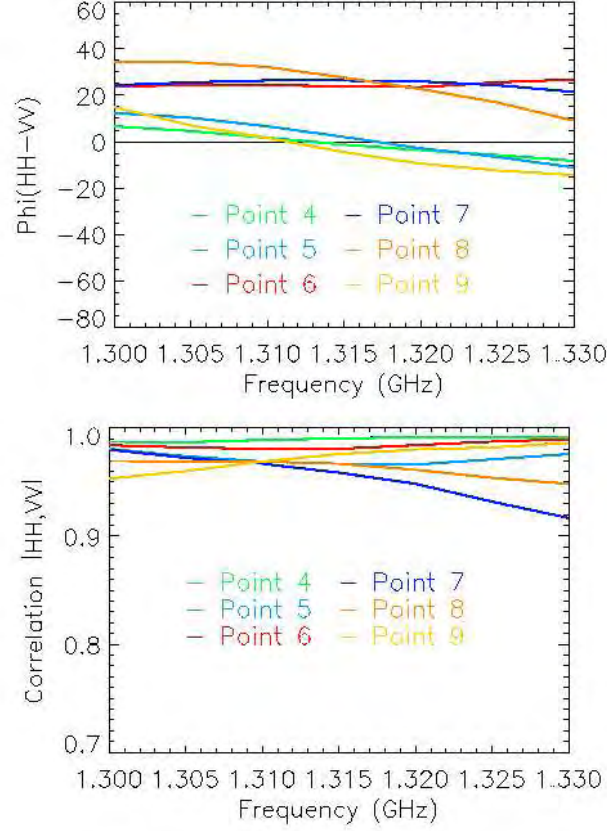


FIG. 4.13 – ϕ_{HH-VV} (top) and $|HH, VV|$ correlation (bottom) measured in the field along a profile crossing the studied paleosoil.

value of Φ_{HH-VV} at the maximum of the PDF. Under this assumption, [Oh *et al.*, 1993] proposed an empirical expression for α and ζ of the following form:

$$\alpha = [1 - 0.2(\sin \theta)^A](\cos \theta)^B \quad (4.1)$$

and

$$\zeta = \tan^{-1}[2.6\theta^2 k\sigma e^{-1.6k\sigma \sin \theta}] \quad (4.2)$$

with

$$A = [16.5\Gamma_o + 5.6]e^{-41.6k\sigma\Gamma_o^2} \quad (4.3)$$

and

$$B = 8.1\Gamma_o k\sigma e^{-1.8k\sigma} \quad (4.4)$$

where Γ_o is the Fresnel reflection coefficient at normal incidence,

$$\Gamma_o = \left| \frac{1 - \sqrt{\epsilon_r}}{1 + \sqrt{\epsilon_r}} \right|^2 \quad (4.5)$$

σ is the rms roughness height of the wet layer, θ is the local incidence angle in radians, and $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ is the wavenumber.

Using the α and ζ parameters, we could model the Φ_{HH-VV} distribution with respect to both surface parameters (i.e. relative dielectric constants ϵ_r and rms-height σ) and radar parameters (i.e. frequency and incidence angle). Figure 4.14 presents the computed Φ_{HH-VV} with respect to σ for various incidence angles at 1.6 GHz. It reproduces the co-polarized phase difference for a wet paleosoil ($\epsilon_r = 8.07$, i.e. 10 % water content) covered by a low loss dry sand layer ($\epsilon_r = 3.4$). Assuming a smooth air/dune interface, backscattering is mainly generated by the buried paleosoil layer that corresponds to the moisture front. Results presented in Figure 4.14 show that for a RAMSES local incidence angle of 40° at the dune's surface, with a measured relative permittivity for the wet paleosoil of 8.07 and an estimated paleosoil's rms roughness height of 1 cm, we obtain a co-polarized phase difference of 22° , close to the phase difference observed on the RAMSES L-band images of the Pyla dune.

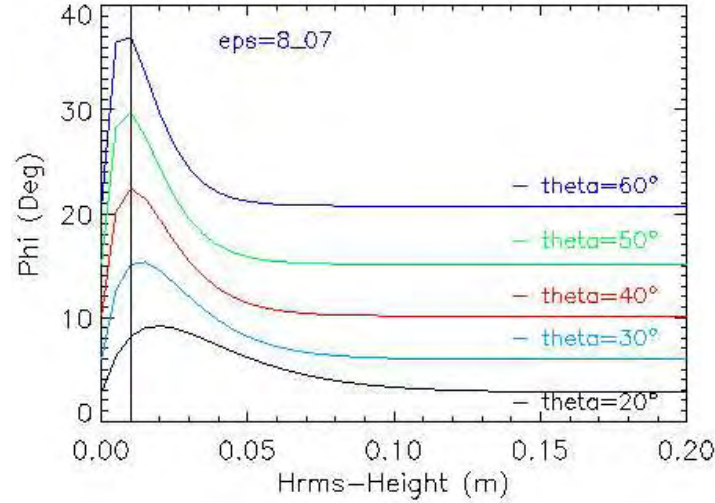


FIG. 4.14 – Computation of Φ_{HH-VV} with respect to σ for various incidence angles, after [Oh et al., 1993].

4.3.5 Two-Layer IEM Model

In the section above, we applied the semi-empirical model to a two-layer problem which represents the Pyla dune geometry. In order to understand the physical phenomenon involved here, we now consider an analytical approach based on the IEM (Integral Equation Model) proposed by [Fung et al., 1992a] to reproduce the phase difference between HH and VV signals.

Schematic description

Figure 4.15 shows the two-layer geometry of the problem. The paleosoil of permittivity ϵ_p and roughness characteristics W_p (Fourier transform of the surface autocorrelation

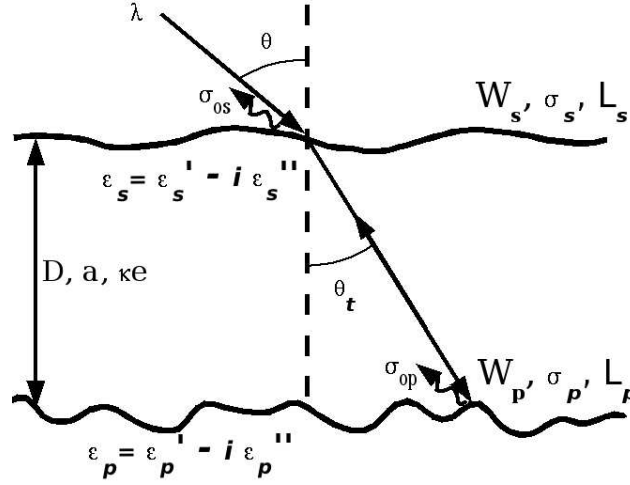


FIG. 4.15 – Geometry of the two-layer scattering problem.

function), σ_p (rms-height) and L_p (correlation length) is covered by a sand layer of thickness D , albedo a , extinction coefficient κe , and permittivity ϵ_s . The sand layer surface is described by its roughness parameters W_s , σ_s and L_s . The incident wave of wavelength λ illuminates the dune's surface at an incidence angle θ and is transmitted to the paleosol's surface with a transmission angle θ_t .

The total complex backscattered signal S_T to the airborne SAR is the coherent sum of the contribution of the dune surface S_S and paleosol surface S_P (we neglect volume scattering terms). It can be written:

$$S_T = S_S + S_P \quad (4.6)$$

each term being described by its amplitude σ_o and phase φ . Equation 4.6 can be represented as the sum of two vectors as shown in Figure 4.16. We can set a phase origin so that the phase associated with the sand layer φ_s is zero. We can then write for HH and VV polarizations:

$$\sigma_{0T HH} [\varphi_{THH} = \sigma_{0SHH} + \sigma_{0PHH} [\varphi_{PHH} \quad (4.7)$$

$$\sigma_{0T VV} [\varphi_{TVV} = \sigma_{0SVV} + \sigma_{0PVV} [\varphi_{PVV} \quad (4.8)$$

As a first approximation, we can consider that the phase of HH and VV signals backscattered by the paleosol is the same (which is not true as it will be shown in the following using FDTD simulations):

$$\varphi_{PHH} = \varphi_{PVV} = \varphi_P \quad (4.9)$$

The phase φ_P is only a function of the distance travelled by the incident wave through the sand layer of thickness D :

$$\varphi_P = \Re[(\frac{D}{\cos\theta_t})/(\frac{\lambda}{\sqrt{\epsilon'_s}})] * 2\pi \quad (4.10)$$

with $\Re[A/B]$ being the remainder of A divided by B .

The phase of the total backscattered signal φ_T in Figure 4.16 can be expressed by:

$$\varphi_T = \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{0P}\sin(\varphi_P)}{\sigma_{0S} + \sigma_{0P}\cos(\varphi_P)}\right) \quad (4.11)$$

It leads to a phase difference between HH and VV signals:

$$\Phi_{HH-VV} = \varphi_{THH} - \varphi_{TVV} = \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{0PHH}\sin(\varphi_P)}{\sigma_{0SHH} + \sigma_{0PHH}\cos(\varphi_P)}\right) - \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{0PVV}\sin(\varphi_P)}{\sigma_{0SVV} + \sigma_{0PVV}\cos(\varphi_P)}\right) \quad (4.12)$$

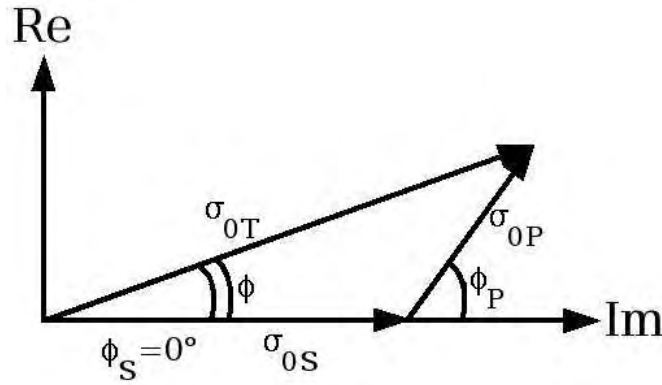


FIG. 4.16 – The total backscattered power σ_{0T} is represented as the vectorial sum of the dune's surface σ_{0S} and paleosoil surface σ_{0P} contributions.

The Two-Layer IEM Model

Because we consider smooth to medium rough surfaces, the IEM model can be used. The two-layer scattering problem considers a smooth homogeneous sand layer covering a rougher layer (paleosoil) as represented in Figure 4.15. We shall consider both surface autocorrelation functions to be Gaussian. For the sand layer, we take $\sigma_S = 0.55$ cm and $L_S = 10$ cm. These values were derived from laser profiler measurements [Grandjean *et al.*, 2001]. For the wet paleosoil layer, we take $\sigma_P = 1.6$ cm and $L_P = 10$ cm. These values were estimated from hand-dug pits showing the sand/paleosoil interface.

The IEM model validity range is expressed by the following conditions:

$$k\sigma < 3, k\sigma kL < 1.5\sqrt{|\epsilon|} \quad (4.13)$$

where k is the wave number of the incident wave ($k = 2\pi/\lambda$).

Only the single scattering term for each layer will be considered here, that is the cross-polarized returns are zero. Considering the first order radiative transfer solution, the total backscattered power $\sigma_{pp}^o(\theta)$ can be written as [Fung, 1994a]:

$$\sigma_{pp}^o(\theta) = \sigma_{SSpp}^o(\theta) + \sigma_{VSpP}^o(\theta) + \sigma_{SPpP}^o(\theta) + \sigma_{SVpp}^o(\theta) \quad (4.14)$$

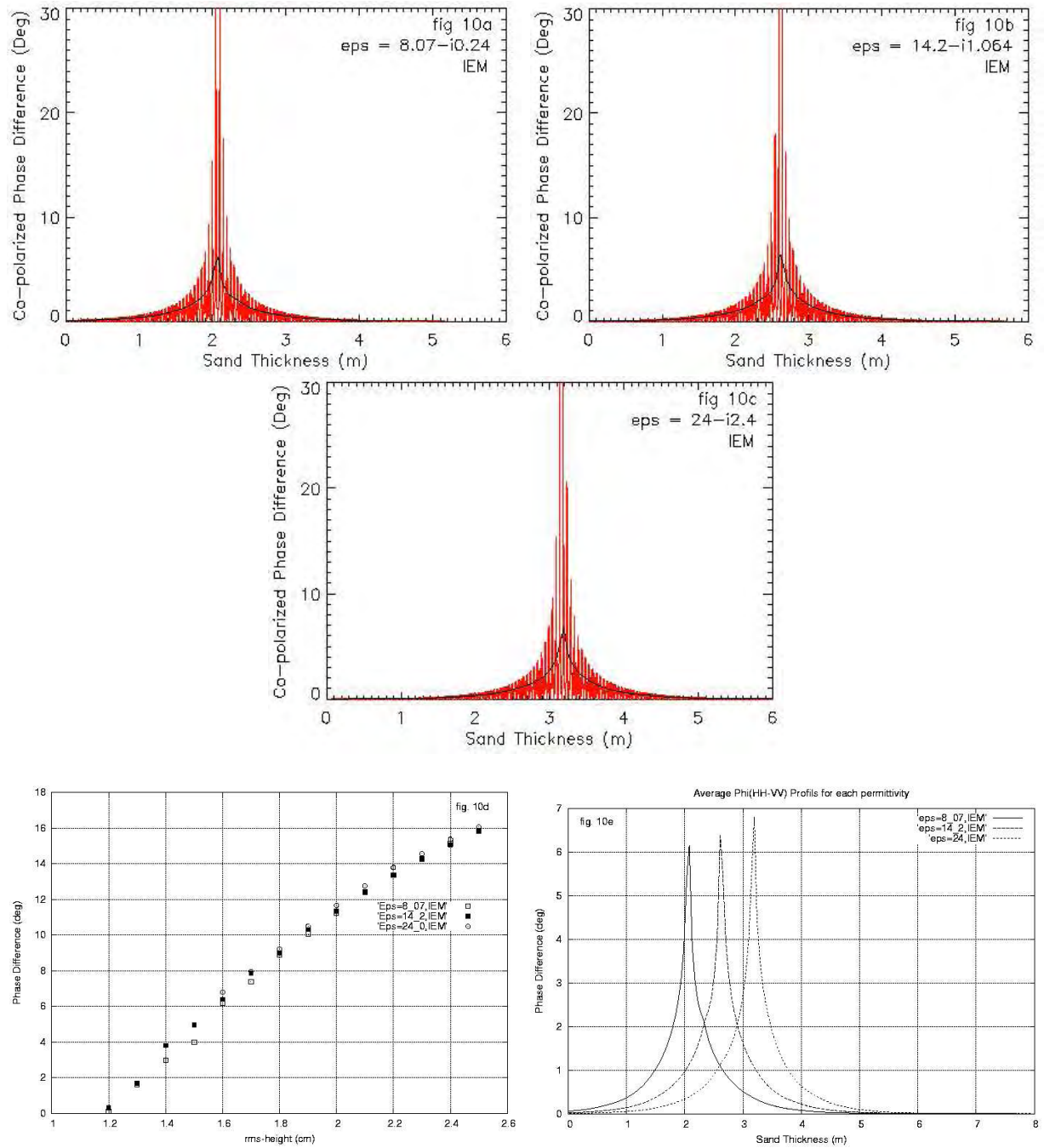


FIG. 4.17 – Φ_{HH-VV} distribution (oscillating curves) derived from the two-layer scattering model for three permittivities: $\epsilon = 8.07 - i0.24$ (fig. 10a), $\epsilon = 14.2 - i1.064$ (fig. 10b), and $\epsilon = 24 - i2.4$ (fig 10c). The smooth black curves on fig. 10a to 10c represent the average Φ_{HH-VV} . Results are computed for $\theta = 40^\circ$. Fig. 10d shows the maximum value of Φ_{HH-VV} with respect to the roughness σ of the paleosoil and for each permittivity value. Finally, Fig. 10e compares the average Φ_{HH-VV} (smooth black curves on the first three figures) for each permittivity.

where $pp = HH$ or VV , and $\sigma_{SSpp}^o(\theta)$ is the surface scattering term from the upper sand layer given by:

$$\sigma_{SSpp}^o(\theta) = \frac{k}{4} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} |I_{pp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(2k \sin(\theta))}{n!} \quad (4.15)$$

with $\sin(\theta) = \sqrt{|\epsilon_s|} \sin(\theta_t)$, and

$$I_{pp}^n = (2k \cos(\theta) \sigma)^n f_{pp} e^{-k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} + \frac{(k \cos(\theta) \sigma)^n}{2} [F_{pp}(-k \sin(\theta)) + F_{pp}(k \sin(\theta))] \quad (4.16)$$

$$W^{(n)}(-2k \sin(\theta)) = \sqrt{\frac{\pi}{n}} L e^{-\frac{(k L \sin(\theta))^2}{n}} \quad (4.17)$$

In Equation 4.16, f_{pp} represents the Kirchhoff field coefficients and F_{pp} corresponds to the complementary field coefficients [Fung, 1994a]. Equation 4.17 is the Fourier transform of the n^{th} power of the gaussian surface correlation function. In Equation 4.14, $\sigma_{SPpp}^o(\theta)$ represents the non-coherent scattering from the paleosoil layer attenuated by the sand layer. It can be approximated by:

$$\sigma_{SPpp}^o(\theta) = \frac{\cos(\theta)}{\cos(\theta_t)} T_{1tpp} T_{t1pp} e^{-\frac{2\kappa_e D}{\cos(\theta_t)}} \sigma_{SP1pp}^o(\theta_t) \quad (4.18)$$

where $\sigma_{SP1pp}^o(\theta_t)$ is given by Equation 4.15 applied to the paleosoil characteristics.

As the covering sand layer is very homogeneous, the volume scattering term of the first layer $\sigma_{VSp}^o(\theta)$ and the interaction term $\sigma_{SVpp}^o(\theta)$ between volume inhomogeneities and the lower medium (surface-volume interaction) are neglected here.

Finally, we obtain the co-polarized phase difference from Equation 4.12:

$$\Phi_{HH-VV} = |\varphi_{HH} - \varphi_{VV}| = \left| \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{SPHH}^o \sin(\varphi_P)}{\sigma_{SSH}^o + \sigma_{SPHH}^o \cos(\varphi_P)}\right) - \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{SPVV}^o \sin(\varphi_P)}{\sigma_{SSV}^o + \sigma_{SPVV}^o \cos(\varphi_P)}\right) \right| \quad (4.19)$$

We computed Φ_{HH-VV} values for a sand layer thickness ranging from 0 to 6 meters by $4 \cdot 10^{-4}$ m steps with a sand permittivity $\epsilon_s = 3.4 - i0.05$ and for three values of permittivity corresponding to three different water content of the paleosoil: 10% ($\epsilon_p = 8.07 - i0.24$, Figure 4.17a), 12% ($\epsilon_p = 14.2 - i1.064$, Figure 4.17b), and 17% ($\epsilon_p = 24 - i2.4$, Figure 4.17c). We considered an incidence angle of $\theta = 40^\circ$ corresponding to the RAMSES local incidence angle on the Pyla dune. Because of a non-infinitesimal increment step in the sand layer thickness, Equation 4.10 leads to strong phase variations as shown in Figures 4.17a to 4.17c. We thus need to calculate an average Φ_{HH-VV} profile for each permittivity (smooth black curves in Figures 4.17a to 4.17c): these curves reproduce fairly well the phase difference observed on the field in Figure 4.11.

The phase difference appears to be very sensitive to the rms-height of the sand/paleosoil interface as shown in Figure 4.17d. On the contrary we can see in Figure 4.17e that the average Φ_{HH-VV} weakly increases with respect to the water content of the paleosoil layer. We can also see in Figure 4.17e that the maximum of Φ_{HH-VV} occurs for different sand thicknesses when the paleosoil permittivity changes: it corresponds to a sand layer thickness of 2.08 m for $\epsilon_p = 8.07 - i0.24$, 2.6 m for $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$ and 3.2 m for $\epsilon_p = 24 - i2.4$.

As a comparison, the maximum value of 23° for the co-polarized phase difference observed for the Pyla dune in Figure 4.11 occurs for a sand thickness of 2.9 m. Nevertheless, our two-layer IEM model finds a maximum value for Φ_{HH-VV} around 6° , meaning that a phase difference was not taken into account. We show in the following, using numerical FDTD simulations, that a phase difference component at the sand/paleosol interface should be added, leading to a value φ_p in Equation 4.19 different for H and V polarizations.

4.3.6 FDTD Numerical Simulations

Geo-electrical Model of the Dune

Besides semi-empirical and analytical modeling, we tried to reproduce the observed phenomenon using a more accurate geometrical and electrical description of the Pyla dune as input to an “exact” FDTD (Finite Difference Time Domain) electromagnetic code.

Capabilities of L-band SAR systems to penetrate bare soils are mainly related to the petrology and water content of the soil material, which constrain the electrical behaviour of each geological layer [Paillou *et al.*, 2001a]. We then need to establish a geo-electrical model of the dune in order to numerically simulate the propagation of microwaves. Based on GPR data and laboratory measurements of Pyla dune samples [August-Bernex, 2002], we established a two-layer 3D model of the Pyla dune subsurface as shown in Figure 4.18. In this model, each of the two layers has been considered as electrically homogeneous. It should be noticed that dielectric constants of the two main layers (dry sand and paleosol) have been measured in laboratory at a frequency of 1.6 GHz [August-Bernex, 2002]. In order to reduce signal reflections at the simulation space boundaries, we considered three absorbing layers (#1, #2, and #3) in addition to the classical Liao absorbing layers: they provide absorption of the incident and scattered waves arriving on the vertical sides of our geo-electrical model.

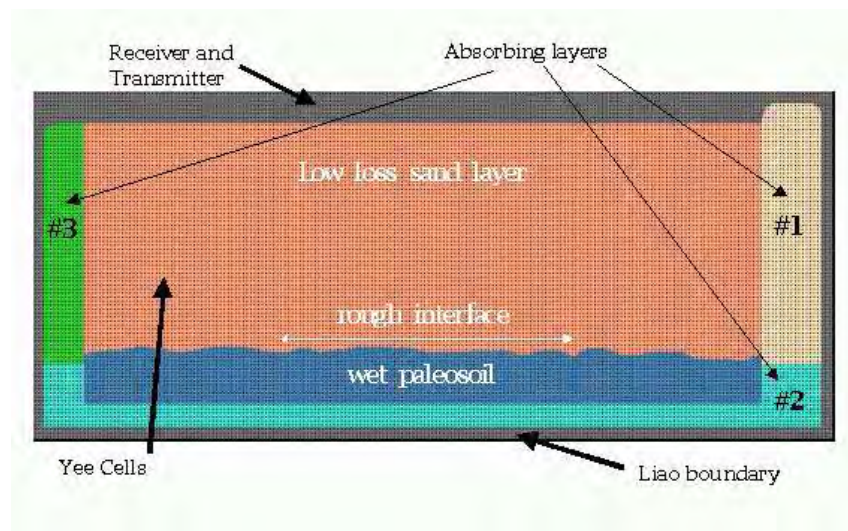


FIG. 4.18 – A two-dimensional cross-section of the two-layer geo-electrical model of the Pyla dune.

The moisture interface between the two layers corresponds to the roughness profile of the wet paleosoil and characterizes the geometrical distribution of moisture in the dune. In most cases, roughness in arid regions is related to the surface morphology and geology. Lots of studies, based on theoretical, empirical, and numerical models relate to surface roughness for geological applications and its implication on the analysis of SAR images [Oh *et al.*, 1992; Fung *et al.*, 1994b; Derooin *et al.*, 1997; Mattia *et al.*, 1997; Dierking, 1999; Schuler *et al.*, 2002]. It has been shown that a soil moisture profile could be regarded as roughness and then described by means of classical statistical parameters related to the spatial distribution and magnitude of “height” variations. Even if the current trend is a fractal characterization of surface roughness [Dierking, 1999; Davidson *et al.*, 2003], we consider here a conventional model for roughness characterization, using a Gaussian autocovariance function [Fung, 1994a] that can be characterized by its rms-height σ and correlation length l_c .

For our geo-electrical model, we assumed a smooth air/dune interface and a sand/paleosoil roughness characterized by a Gaussian autocovariance function $R(x)$ of the following form:

$$R(x) = \sigma^2 e^{-\frac{x^2}{l_c^2}} \quad (4.20)$$

The one-sided spectral density $S(f_x)$ of the surface roughness which is the Fourier transform of $R(x)$, can be written as:

$$S(f_x) = 2\sqrt{\pi} l_c^2 \sigma^2 e^{-\pi^2 l_c^2 f_x^2} \quad (4.21)$$

This roughness function was used to determine the permittivity distribution in the cells of our geometrical model (cf. Figure 4.18).

Numerical Simulations

In order to simulate the backscattered radar echo for the previously described stratigraphy and to compute the phase difference between the HH and VV polarizations, we used the Finite Difference Time Domain (FDTD) algorithm which provides an exact electromagnetic solution [Kunz *et al.*, 1993]. In the FDTD technique, the geo-electrical model is built by means of elementary cubic cells (cf. Figure 4.18) called Yee cells. Each cell is characterized by three electromagnetic parameters: conductivity, permittivity and relative permeability (for magnetic materials). The FDTD algorithm solves the Maxwell’s equations and computes the backscattered electric field for each cell in the geo-electrical model. Such an algorithm allows in particular to take into account multiple scattering effects, which was not the case in our previous IEM simulations. The FDTD method is iterative and time is divided into small discrete steps by using the Yee algorithm [Yee, 1966] which converts Maxwell’s differential equations into finite difference equations. After excitation by a radar pulse, the three dimensional components of the electric and magnetic fields are computed at each time step for each geometry cell, allowing to follow the wave propagation across the geo-electrical model. We set the elementary cell size to 5 mm in order to respect the stability criterion (a typical value of 10 cells per wavelength is required to ensure temporal accuracy and numerical stability).

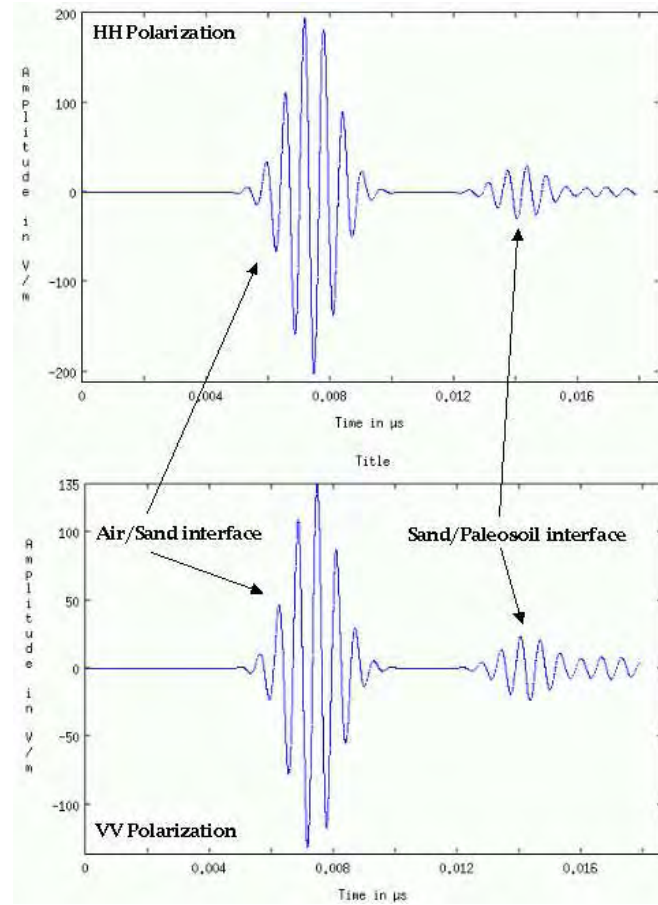


FIG. 4.19 – Variations of the backscattered signals as a function of time for a given receiver at 1.6 GHz. Arrows indicate the reflections corresponding to each interface.

We computed the scattered electric field for the two co-polarized modes HH and VV at each point of our geometry as a function of time. Figure 4.19 shows the simulated radar signal for both co-polarizations. We can clearly identify the radar echoes arising from both the dune's surface and the subsurface paleosoil as indicated by the arrows. The first echo corresponds to the air/dune interface response and the second peak is related to the sand/paleosoil interface response.

Simulations were performed for the geo-electrical model of Figure 4.18 at a frequency of 1.6 GHz corresponding to the RAMSES L-band SAR, under a variety of incidence angles ranging from 20° to 50° with 10° steps, and for various values of the rms-height of the paleosoil roughness. The emitted waveform used is a modulated Gaussian with a central frequency of 1.6 GHz and a 500 MHz bandwidth, and a maximum amplitude of 200 V/m. Several receivers were placed along the surface of the sand layer to measure the backscattered signal in both H and V polarizations.

FDTD numerical simulations allowed us to observe a phase difference between H and V polarizations for the contribution backscattered by the sand/paleosoil interface. This means φ_P in Equation 4.10 should be described as φ_{PH} and φ_{PV} values, $\varphi_{PH} - \varphi_{PV}$ corresponding to the simulated phase difference. In order to evaluate this phase difference

at the sand/paleosoil interface, that we note φ_{PHV} , we first had to compute the correlation function of the HH and VV signals ($C_{HH,VV}$) which is the inverse Fourier transform (FFT^{-1}) of the energy spectral density function $S_{HH,VV}$ (Wiener-Khintchine relation):

$$C_{HH,VV}(\tau) = FFT^{-1}[S_{HH,VV}(\nu)] \quad (4.22)$$

with $S_{HH,VV}$ given by:

$$S_{HH,VV}(\nu) = E_{HH}(\nu)E_{VV}^*(\nu) \quad (4.23)$$

where ν is the frequency variable and τ the time variable. $E_{HH}(\nu)$ and $E_{VV}(\nu)$ are the Fourier transforms of the horizontally and vertically polarized backscattered electric field respectively:

$$E_{HH}(\nu) = FFT[E_{HH}(\tau)] \quad E_{VV}(\nu) = FFT[E_{VV}(\tau)] \quad (4.24)$$

The time shift Δt between the HH and VV signals corresponds to the time value at the maximum of the correlation function $C_{HH,VV}$ and the phase difference φ_{PHV} is then obtained from:

$$\varphi_{PHV} = 2\pi\Delta t \times f \quad (4.25)$$

where f is the radar central frequency (1.6 GHz).

Results and Analysis

Figure 4.20 shows the phase difference φ_{PHV} obtained from numerical FDTD simulations for $\epsilon_p = 8.07$ (dashed curves) and $\epsilon_p = 14.2$ (plain curves). We first see that when considering very high values of rms-height (rough interface), multiple reflections occur and lead to an isotropic distribution of the radar backscattering: the phase difference φ_{PHV} then decreases to zero.

As expected, φ_{PHV} increases with respect to the permittivity when considering incidence angles of 20° and 30° . For higher incidence angles of 40° and 50° , the value of φ_{PHV} seems to be quite independent of the paleosoil moisture content. For an incidence angle of 40° corresponding to the RAMSES acquisition, FDTD simulations show that φ_{PHV} is close to 17° for a paleosoil roughness $\sigma = 1.6$ cm, indicating that a phase difference between both H and V polarizations at the sand/paleosoil interface occurs and must be taken into account.

We then have to take into account φ_{PHV} obtained from FDTD simulations in the two-layer IEM we proposed in section 4.3.5: it allows us to add the multiple scattering component of the sand/paleosoil interface to our single scattering IEM model. We shall then consider a value φ_{PH} for the horizontal polarization obtained from Equation 4.10 and the value φ_{PV} for the vertical polarization is obtained using:

$$\varphi_{PV} = \varphi_{PH} - \varphi_{PHV} \quad (4.26)$$

The new co-polarized phase difference is then given by:

$$\Phi_{HH-VV} = \left| \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{SPHH}^0 \sin(\varphi_{PH})}{\sigma_{SSH}^0 + \sigma_{SPHH}^0 \cos(\varphi_{PH})}\right) - \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{SPVV}^0 \sin(\varphi_{PV})}{\sigma_{SVV}^0 + \sigma_{SPVV}^0 \cos(\varphi_{PV})}\right) \right| \quad (4.27)$$

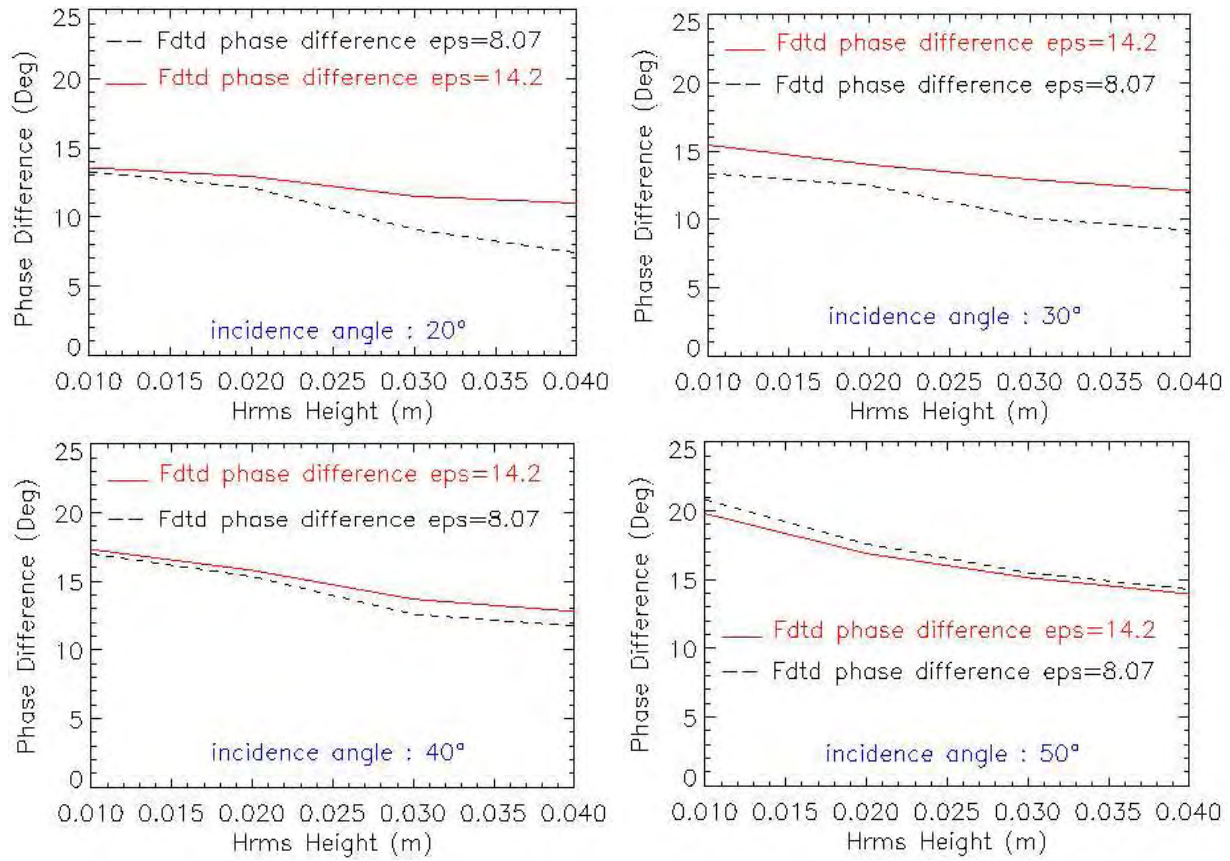


FIG. 4.20 – Phase difference φ_{PHV} at the sand/paleosoil interface obtained from the FDTD simulations for $\epsilon = 8.07$ (dashed lines) and $\epsilon = 14.2$ (plain lines) for various incidence angles and rms-heights.

Results are presented in Figure 4.21 where new values of the co-polarized phase difference Φ_{HH-VV} were computed for two permittivity values and for rms-height values in the range [1.6 cm-4.0 cm] at a local incidence angle of $\theta = 40^\circ$ corresponding to the RAMSES data acquisition. We assumed that the φ_{PHV} value is close to zero at the point where the paleosoil outcrops (it is there dry) and then linearly increases up to the FDTD computed value for a covering sand layer of thickness one meter. Figures 4.21a and 4.21b present the Φ_{HH-VV} distribution for two values of paleosoil permittivity: $\epsilon_p = 8.07 - i0.24$ (Figure 4.21a) and $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$ (Figure 4.21b) and for a paleosoil roughness of $\sigma = 1.6$ cm. Compared to Figures 4.17a and 4.17b, we can see that the phase difference spectrum is wider when considering φ_{PHV} values and that the maximum value for Φ_{HH-VV} is also higher. We computed the average Φ_{HH-VV} profile for each permittivity (smooth curves in Figures 4.21a and 4.21b): we obtain a maximum phase difference of 17° for $\epsilon_p = 8.07 - i0.24$ and 18.4° for $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$. These results indicate that the multiple scattering which occurs at the sand/paleosoil interface should be taken into account in the values of the backscattering coefficients σ_{SS}^o and σ_{SP}^o in Equations 4.15 and 4.18, which could then significantly modify the co-polarized phase difference obtained from Equation 4.19.

The co-polarized phase difference Φ_{HH-VV} also increases with the rms-height of the paleosoil surface as shown in Figures 4.21c to 4.21e, while FDTD simulations showed that the phase difference φ_{PHV} from the paleosoil decreases as the paleosoil roughness increases. Results presented in Figure 4.21e also confirm that the phase difference is a function of the dielectric contrast as previously mentioned: Φ_{HH-VV} increases with the moisture content of the paleosoil. We can also see in Figures 4.21c and 4.21d that the maximum value of Φ_{HH-VV} occurs for different sand thicknesses when the rms-height σ and the permittivity of the paleosoil change. For $\epsilon_p = 8.07 - i0.24$ (Figure 4.21c), the maximum of the phase difference corresponds to a sand layer thickness of 2.1 m for $\sigma = 1.6$ cm and for $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$ (Figure 4.21d), the sand thickness is about 2.6 m for $\sigma = 1.6$ cm. The latter value is close to the 2.9 m sand layer thickness observed for the Pyla dune in Figure 4.11.

Differences in the value (17° vs. 23°) and location (2.6 m vs. 2.9 m) of the maximum of the co-polarized phase difference Φ_{HH-VV} between our model and observations could be due to vegetation remains inside the paleosoil layer which could produce a permittivity gradient and/or moisture heterogeneity effects. According to the WBK model [Elmore et Heald, 1985], a single reflection on a permittivity gradient changes the phase of the incident wave.

Thus, the two-layer single scattering IEM model reproduces the observed phase behavior fairly well when combined to FDTD simulations which provide the multiple scattering contribution of the buried paleosoil layer. It also confirms that the phase difference observed on L-band SAR images of the Pyla dune is mainly due to the wet sand/paleosoil interface.

4.3.7 Conclusion

The objective of this work was to investigate and model the capability of L-band SAR systems to penetrate soils to retrieve information about subsurface moisture. The Pyla sand dune was chosen as an experimental test site as it allows high radar penetration and presents large subsurface wet structures (paleosoils) at varying depths. By analysing RAMSES L-band (1.6 GHz) SAR data of the Pyla dune, we established that a phase signal is correlated to the buried wet paleosoils: a phase difference between HH and VV channels reaching 23° was clearly observed. This phase signature also allows detection of paleosoils down to a larger depth than when only considering HH and HV amplitude signals. In order to confirm this result, field measurements were performed which led to the same observed phase difference. We could fit our observations to the semi-empirical model proposed by Oh and Sarabandi and reproduce the observed phenomenon using a two-layer single scattering IEM model that was completed by the results of FDTD simulations. Our model has shown that the overlying sand layer weakly contribute to the phase difference and confirmed that the soil moisture significantly influences the radar response in terms of the phase difference between the co-polarized modes. The proposed two-layer model reproduces the observed phase difference fairly well when combined to FDTD simulations which provide the multiple scattering component of the sand/paleosoil interface. This phase signature could be used as a new tool to map subsurface moisture in arid regions.

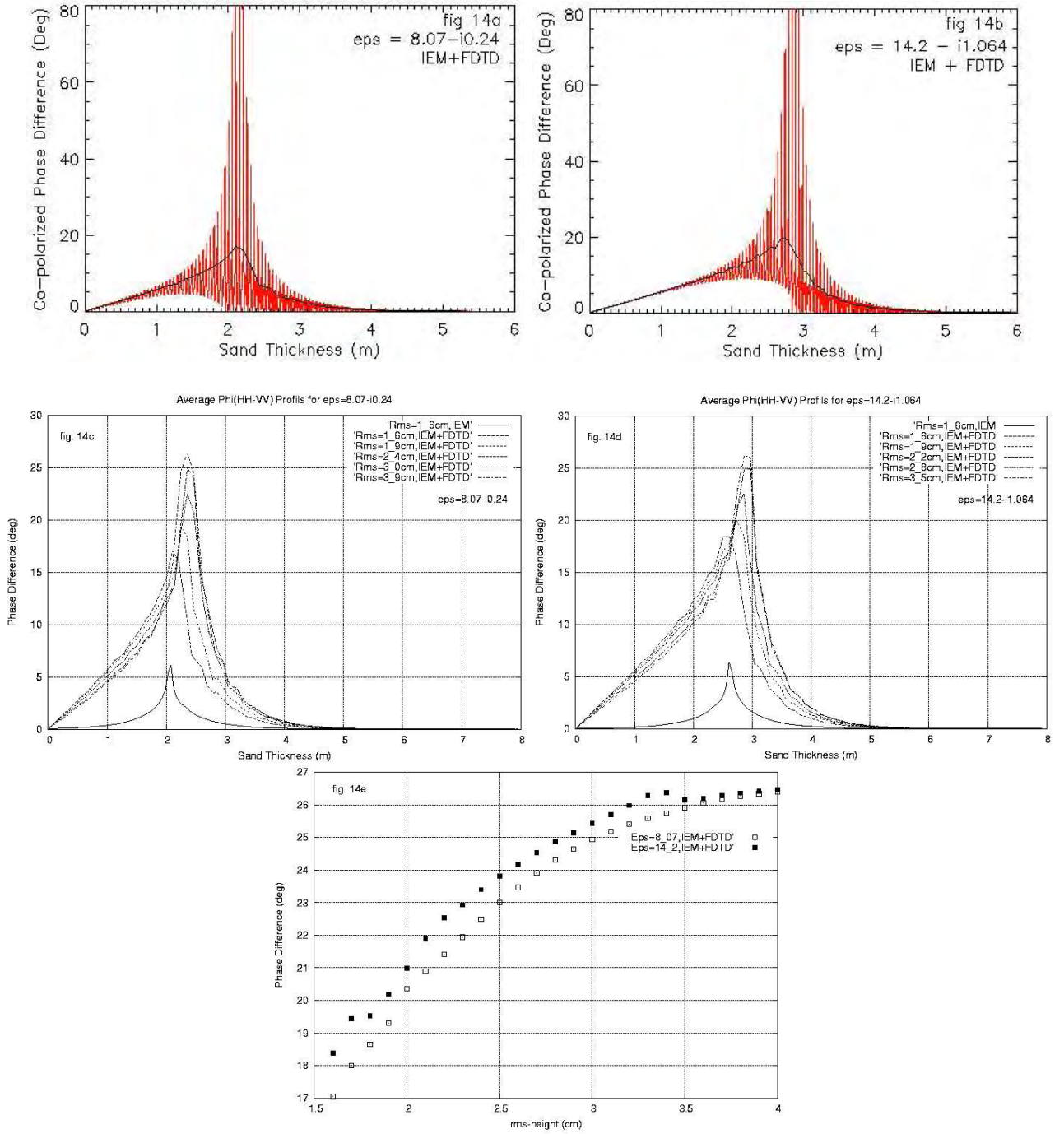


FIG. 4.21 – Φ_{HH-VV} distribution (oscillating curves) derived from the two-layer scattering model combined to FDTD simulations for $\epsilon = 8.07 - i0.24$ (fig. 14a) and $\epsilon = 14.2 - i1.064$ (fig. 14b). Results are obtained for $\theta = 40^\circ$ and $\sigma = 1.6$ cm. The smooth black curves in fig. 14a to 14d represent the average value of Φ_{HH-VV} . Fig. 14c and 14d show the variation of Φ_{HH-VV} with respect to the rms-height of the paleosoil roughness. Fig. 14e shows the maximum value of the co-polarized phase with respect to the roughness parameter σ of the paleosoil for each permittivity value.

Acknowledgment

The authors would like to acknowledge the French National Program for Remote Sensing (INSU/PNTS) for financial support, ONERA/DEMR for providing RAMSES data and Hervé Soulié and Jean-Pierre Busset for technical support during fieldwork. We also acknowledge Pascale Dubois-Fernandez and an anonymous reviewer for major improvement of the original paper.

Bibliography

[*Abdelsalam et Stern*, 1996] M. G. Abdelsalam, and R. J. Stern, "Mapping Precambrian structures in the Sahara desert with SIR-C/X-SAR radar: The Neoproterozoic Keraf Suture, NE Sudan," *J. Geophys. Res.*, **vol. 101**, **no. E10**, pp. 23063-23076, 1996.

[*August-Bernex et al.*, 2001] Th. August-Bernex, Ph. Paillou, G. Grandjean, Ph. Dreuillet, and J. Achache, "Subsurface imaging by combining airborne SAR and GPR: Application to water detection in arid zones," *IGARSS'01*, Sydney, Australia, July 2001.

[*August-Bernex*, 2002] T. August-Bernex, *Étude et modélisation des potentiels du SAR basse fréquence pour l'exploration de la subsurface en contexte aride*, Ph. Thesis of the University of Bordeaux, Bordeaux I, 2002.

[*Berlin et al.*, 1986] G. L. Berlin, M. A. Tarabzouni, A. H. Al-Nazer, K. M. Sheikho, and R. W. Larson, "SIR-B subsurface imaging of a sand-buried landscape: Al Labbah Plateau, Saudi Arabia," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. GE-24**, **no. 4**, pp. 595-602, 1986.

[*Boutry*, 1996] J.-M. Boutry, "ONERA airborne SAR facilities," *2nd International Airborne Remote Sensing Conference*, San Francisco, USA, 1996.

[*Dabbagh et al.*, 1997] A. E. Dabbagh, G. A. Khattab, and M. A. Khan, "Detection of sand-covered geologic features in the Arabian Peninsula using SIR-C/X-SAR data," *Remote Sensing of the Environment*, **vol. 59**, pp. 375-382, 1997.

[*Davidson et al.*, 2003] M. Davidson, J. L. Evert Attema, N. Floury and M. Borgeaud, "A General Roughness Powerspectrum Model for Agricultural Fields in support of SAR Surface Parameter Retrieval," *IGARSS'03*, Toulouse, France, July 2003.

[*Deroin et al.*, 1997] J.-P. Deroin, A. Company, and A. Simonin, "An empirical model for interpreting the relationship between backscattering and arid land surface roughness as seen with the SAR," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 35**, **no. 1**, pp. 86-92, 1997.

[Dierking, 1999] W. Dierking, "Quantitative roughness characterisation of geological surfaces and implications for radar signature analysis," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 37**, **no. 5**, pp. 2397-2412, 1999.

[Dubois et al., 1995] P. Dubois, J. van Zyl, and T. Engman, "Measuring soil moisture with imaging radar," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 33**, **no. 4**, pp. 915-926, 1995.

[Elachi et al., 1984] C. Elachi, L. E. Roth, and G. G. Schaber, "Spaceborne radar subsurface imaging in hyperarid regions," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. GE-22**, **no. 4**, pp. 383-388, 1984.

[Elmore et Heald, 1985] W. Elmore, and M. Heald, *Physics of Waves*, New York: Dover, pp. 310-320, 1985.

[Farr et al., 1986] T. G. Farr, C. Elachi, P. Hartl, and K. Chowdhury, "Microwave penetration and attenuation in desert soil: a field experiment with the Shuttle imaging radar," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. GE-24**, **no. 4**, pp. 590-594, 1986.

[Fung et al., 1992a] A. K. Fung, Z. Li, and K. S. Chen, "Backscattering from a Randomly Rough Dielectric Surface," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 30**, **no. 2**, pp. 356-369, 1992.

[Fung, 1994a] A. K. Fung, *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications*, Norwood MA: Artech House, 1994.

[Fung et al., 1994b] A. K. Fung, M. R. Shah, and S. Tjuatja, "Numerical simulation of scattering from three-dimensional randomly rough surfaces," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 32**, **no. 5**, pp. 986-994, 1994.

[Grandjean et al., 2001] G. Grandjean, Ph. Paillou, P. Dubois, Th. August-Bernex, N. Baghdadi, and J. Achache, "Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data: Example of the Pyla dune (France)," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 39**, **no. 6**, pp. 1245-1258, 2001.

[Kunz et Luebbers, 1993] K. S. Kunz, and R. J. Luebbers, *The Finite Difference Time Domain for Electromagnetics*, CRC Press, 1993.

[Mattia et al., 1997] F. Mattia, T. Le Toan, J.-C. Souyris, G. De Carolis, N. Floury, F. Posa, and G. Pasquariello, "The effect of surface roughness on multifrequency polarimetric SAR data," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 35**, **no. 4**, pp. 954-966, 1997.

[McCauley et al., 1982] J. F. McCauley, G. G. Schaber, C. S. Breed, M. J. Grolier, C. V. Haynes, B. Issawi, C. Elachi, and R. Blom, "Subsurface valleys and geoarchaeology

of the eastern Sahara revealed by Shuttle radar,” *Science*, **vol. 218**, pp.1004-1020, 1982.

[Nesti et al., 1998] G. Nesti, D. Tarchi, D. Despan, J.-P. Rudant, A. Bedidi, P. Borderies, and E. Bachelier, “Phase shift and decorrelation of radar signal related to soil moisture changes,” *Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications Workshop*, ESTEC, Netherlands, 1998.

[Oh et al., 1992] Y. Oh, K. Sarabandi, and F. T. Ulaby, “An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 30**, **no. 2**, pp. 370-381, 1992.

[Oh et al., 1993] Y. Oh, K. Sarabandi, and F. T. Ulaby, “An empirical model for phase difference statistics of rough surfaces,” *Proceedings of IGARSS93*, Tokyo, Japan, **vol. 3**, pp. 1003-1005, 1993.

[Okamura et Zhang, 2000] S. Okamura, and Y. Zhang, “New method for moisture content measurement using phase shifts at two frequencies,” *Journal of Microwave Power and Electromagnetic Energy*, **vol. 35**, **no. 3**, pp. 175-178, 2000.

[Paillou et al., 2001a] Ph. Paillou, G. Grandjean, J.-M. Malézieux, G. Ruffié, E. Heggy, D. Piponnier, P. Dubois, and J. Achache, “Performances of Ground Penetrating Radar in arid volcanic regions: Consequences for Mars subsurface exploration,” *Geophys. Res. Letters*, **vol. 28**, **no. 5**, pp. 911-914, 2001.

[Paillou et al., 2003a] Ph. Paillou, G. Grandjean, N. Baghdadi, E. Heggy, Th. August, and J. Achache, “Subsurface imaging in central-southern Egypt using low frequency radar: Bir Safsaf revisited,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 41**, **no. 7**, pp. 1672-1684, 2003.

[Sarabandi, 1992] K. Sarabandi, “Derivation of phase statistics from the Mueller matrix,” *Radio Science*, **vol. 27**, **no. 5**, pp. 553-560, 1992.

[Schaber et al., 1986] G. G. Schaber, J. F. McCauley, C. S. Breed, and G. R. Olhoeft, “Shuttle Imaging radar: Physical controls on signal penetration and subsurface scattering in the Eastern Sahara,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. GE-24**, **no. 4**, pp. 603-623, 1986.

[Schaber et al., 1997] G. G. Schaber, J. F. McCauley, and C. S. Breed, “The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt,” *Remote Sensing of the Environment*, **vol. 59**, pp. 337-363, 1997.

[Schuler et al., 2002] D. L. Schuler, J. S. Lee, D. Kasilingam, and G. Nesti, “Surface roughness and slope measurements using polarimetric SAR data,” *IEEE Trans. Geosci.*

Remote Sensing, **vol. 40, no. 3**, pp. 687-698, 2002.

[*Su et al.*, 1997] Z. Su, P. A. Troch, and F. P. De Troch, "Estimation of surface soil moisture by inversion of SAR data, Surface scattering from random rough, bare soils, Spatial and Temporal soil moisture mapping from ERS-1/2, and JERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modelling for regional climate models (RCM)," *ESA project A02-B106*, 1997.

[*Ulaby et al.*, 1981] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, **vol.1**, Norwood, MA: Artech House, 1981.

[*Ulaby et al.*, 1982] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, **vol.2**, Norwood, MA: Artech House, 1982.

[*Ulaby et al.*, 1986] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, **vol.3**, Norwood, MA: Artech House, 1986.

[*Williams et Greeley*, 2001] K. K. Williams and R. Greeley, "Radar attenuation by sand: Laboratory measurements of radar transmission," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 39, no. 11**, 2001.

[*Yee*, 1966] K. S. Yee, "Numerical Solution of Initial Boundary Value Problems Involving Maxwell's Equations in Isotropic Media," *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, **vol. ap-14, no. 3**, pp. 302-307, 1966.

[*Zhang et Okamura*, 1999] Y. Zhang, and S. Okamura, "New density-independent moisture measurement using microwave phase shifts at two frequencies," *IEEE Transactions on Instrumentation And Measurement*, **vol. 48, no. 6**, pp. 1208-1211, 1999.

4.4 Effect of Multiple Scattering on the Phase Signature of Buried Wet Structures: Applications to Polarimetric L & C-Band SAR

Dans l'article précédent, la combinaison entre un modèle de diffusion simple à deux couches de type IEM et la méthode numérique FDTD a permis de corrélérer l'information de phase observée sur la dune à un mécanisme de réflexions multiples contribuant à dépolariser l'onde incidente. Il a également été montré que le profil d'humidité du paléosol, pouvant être considéré comme une interface diélectrique rugueuse induisant ce type de diffusion, représente le facteur principal à l'origine de la différence de phase co-polaire observée.

Dans l'article suivant⁴, nous nous sommes intéressés à l'effet des réflexions multiples sur la différence de phase co-polaire. Pour cela, nous avons développé un modèle IEM de diffusion de surface incluant un terme de diffusion par réflexions multiples basé sur une solution approchée des équations intégrales pour les champs tangents. Les résultats de ce modèle amélioré sont en parfait accord avec ceux obtenus par couplage IEM/FDTD. Nous avons également évalué la validité de notre modèle en nous basant sur les données expérimentales de la campagne *Pyla 2004* pour laquelle nous avons développé un protocole bistatique visant à suivre l'évolution du signal rétrodiffusé en fonction de l'épaisseur de sable et confirmer expérimentalement le déphasage théorique. Enfin, nous présentons une analyse paramétrique dont l'objectif est d'étudier la sensibilité de notre modèle en fonction des paramètres instrumentaux (fréquence et angle d'incidence) et des paramètres de rugosité (écart-type et longueur de corrélation) du paléosol, supposés correspondre au profil d'humidité de celui-ci. Les résultats montrent que l'utilisation de la bande C permettrait la détection de structures humides à une profondeur plus importante (3.8m) qu'en bande L (2.6m), en exploitant l'information de phase pour de grandes incidences ($>40^\circ$).

¹Y. Lasne, ¹Ph. Paillou, ²G. Ruffié, ¹M. Crapeau

¹OASU, L3AB-UMR 5804, BP 89, 33270 Floirac, France.

²PIOM, ENSCPB-UMR 5501, 33405 Talence, France.

Abstract - We propose a two-layer IEM (Integral Equation Model) model including multiple scattering terms to reproduce the phase signature of buried wet structures that we observed on L-band SAR (Synthetic Aperture Radar) images. We have good agreement between the extended (single+multiple scattering) IEM model and previous results obtained using a single-scattering IEM model combined with FDTD (Finite Difference Time Domain) simulations. We show that the multiple scattering not only significantly influences the co-polarized phase difference but can also be related to the soil moisture content. In order to assess the validity of our extended model, we performed radar measurements on a natural outdoor site and showed that they could be fairly well fitted to

4. Effect of Multiple Scattering on the Phase Signature of Wet Subsurface Structures: Applications to Polarimetric L and C-Band SAR. Manuscript received November 9, 2004. Revised April 25, 2005. This work was supported by the French National Program for Remote Sensing (INSU/PNTS). IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 43, n^o. 8, pp. 1716-1726.

the extended model. A parametric analysis presents the dependence of the co-polarized phase difference on roughness parameters (rms-height and correlation length) and radar parameters (frequency and incidence angle). Our study also shows that the phase signature should allow detection of buried wet structures down to a larger depth for C-band (3.8 m) than for L-band (2.6m). This signature could then be used to map subsurface moisture in arid regions using polarimetric SAR systems.

Keywords - FDTD, IEM, multiple scattering, moisture, phase, polarimetry, SAR, subsurface.

4.4.1 Introduction

This paper is a follow-up of a previous paper by [Lasne *et al.*, 2004] on the detection of wet subsurface structures using a phase signal observed in polarimetric L-band SAR data. The interest of soil moisture monitoring for environmental studies has been widely demonstrated over the last 10 years [Beaudoin *et al.*, 1990; Dubois *et al.*, 1995; Shi *et al.*, 1997; Bindlish *et al.*, 2002]. One of the main potential terrestrial applications is the near-surface soil moisture estimation from satellite SAR data (ERS-1/2, JERS-1, ENVISAT, and RADARSAT).

It is well known that the soil moisture content significantly influences the radar response of a terrain [Ulaby *et al.*, 1978; 1981; 1982; Tsang *et al.*, 1985; Ulaby *et al.*, 1986; Fung, 1994a]. Based on scatterometer experiments, a lot of work has been dedicated to the understanding of the effect of soil moisture and surface roughness on the radar backscattering coefficient σ_0 [Shi *et al.*, 1997], [Mattia *et al.*, 1997; Dierking, 1999; Davidson *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2002; Franceschetti *et al.*, 2000; Davidson *et al.*, 2003; Glenn *et al.*, 2004]. Several theoretical models based on the vector second Green's theorem have been used to retrieve soil moisture from SAR images. The Small Perturbation Method (SPM), the Physical Optics model (PO), and the Geometrical Optics model (GO) based on the Kirchhoff approximation reproduce fairly well the trend of radar backscatter in response to soil moisture and roughness changes, with limited range of validity. Fung [Fung, 1994a] proposed a scattering model, the Integral Equation Model (IEM), for a wider range of validity. Several studies used IEM model-based algorithms in order to retrieve parameters of soil surfaces [Wu *et al.*, 2001], [Chen *et al.*, 2001] and investigated the dependence of the surface backscattering coefficients on roughness, frequency, and polarization states [Fung *et al.*, 1992b]. Nevertheless, applying theoretical models like IEM to natural soil surfaces can present some inconsistencies when compared to experimental measurements. This is why empirical approaches were also developed based on field measurements [Dubois *et al.*, 1995], [Oh *et al.*, 1992; 1993; Su *et al.*, 1997] to infer soil moisture and surface roughness. A major difficulty in the development of such soil moisture retrieval algorithms is due to surface roughness which significantly affects the radar backscattering [Davidson *et al.*, 2000].

Very few authors used the phase information from SAR data to detect moisture [Nesti *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 1999; Okamura *et al.*, 2000]. Some experimental studies of the phase shift induced by moisture changes were performed by means of indoor

radar measurements on rough soil samples whose moisture profiles were artificially modified [Oh *et al.*, 1993], [Nesti *et al.*, 1998; Zhang *et Okamura*, 1999; Okamura *et Zhang*, 2000], but no definitive results were obtained for natural outdoor sites. In [Lasne *et al.*, 2004], we showed that the soil moisture significantly influences the radar response in terms of phase difference between the co-polarized modes: a phase difference of 23° between HH and VV polarizations was clearly observed on L-band SAR images and is correlated to buried wet structures. Our previous study also showed that a two-layer single-scattering IEM model can reproduce the observed phenomena fairly well when combined with FDTD (Finite Difference Time Domain) simulations which provide the multiple scattering component of the sand-buried wet interface.

The objective of the present study is to evaluate the effects of multiple scattering on the co-polarized phase difference and to propose a more complete analytical scattering model as a new tool for detecting subsurface wet structures down to several meters using the co-polarized phase difference information. For that purpose we used an IEM surface scattering model including the multiple scattering term based on an approximate solution of integral equations for the tangential surface fields [Fung *et al.*, 1992a]. Some extensive researches demonstrated that two types of terms exist in the like polarized scattering coefficient [Fung *et al.*, 1992a; Hsieh *et al.*, 1997; Chen *et al.*, 2000; Wu *et Chen*, 2004]: one represents the single-scattering which only depends on one frequency component of the surface in the complementary field coefficients expression, while the other corresponds to the multiple scattering term due to interactions between different frequency components of the surface in the complementary field terms under the spectral integral.

The multiple scattering term considered in our model is derived from [Fung *et al.*, 1992a] and is extended to a two-layer problem formulation including the effect of shadowing of the incident intensity by the roughness of both interfaces as mentioned by [Hsieh *et al.*, 1997].

First, we briefly recall the single-scattering IEM model used in the previous study and summarize some results which focus on the contribution of FDTD simulations. We then present the multiple scattering component included in our two-layer IEM model, which reproduces the co-polarized phase difference variations as a function of the thickness of the overlying sand layer. Next, we compare results from the new two-layer model to measurements obtained during a field campaign performed on the Pyla dune in June 2004. Finally, we propose a parametric study to assess the extended two-layer IEM model as a new tool to detect subsurface wet structures using the co-polarized phase difference.

4.4.2 The Two-Layer Scattering IEM Model Combined With FDTD Simulations

For ease of reference we summarize in this section the geometry of the Pyla dune. As shown in Figure 4.22, we assumed a two-layer scattering problem composed of a smooth homogeneous sand layer overlying a rougher wet paleosoil (vegetation remains) layer. Each layer is described by its roughness parameters. The upper layer is also characterized by its optical parameters.

In [Lasne *et al.*, 2004] we assumed the total complex backscattered signal S_T to be

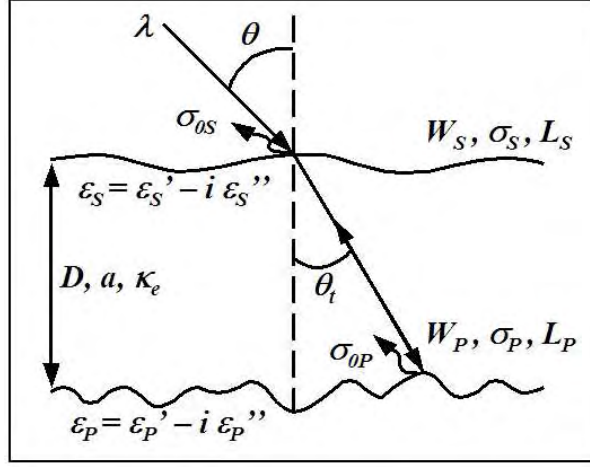


FIG. 4.22 – Geometry of the two-layer scattering problem. The surface of the sand layer - of thickness D and permittivity ϵ_s - is described by its roughness parameters: W_s which is the Fourier transform of the surface autocorrelation function assumed to be Gaussian, σ_s is the rms-height, and L_s is the correlation length. This upper layer is also characterized by its optical parameters, the albedo a and extinction coefficient κ_e . In the same way, W_p , σ_p , and L_p denote the surface roughness profile of the buried wet layer (paleosoil) of permittivity ϵ_p .

the coherent sum of the contribution of the dune surface S_S and the paleosoil surface S_P neglecting volume scattering terms. It can be written as

$$S_T = S_S + S_P \quad (4.28)$$

where each term is described by its amplitude σ_o and phase φ .

Equation 4.28 can then be represented as the sum of two vectors as shown in Figure 4.23 and we obtain the phase of the total backscattered signal φ_T by

$$\varphi_T = \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{0P}\sin(\varphi_P)}{\sigma_{0S} + \sigma_{0P}\cos(\varphi_P)}\right) \quad (4.29)$$

where φ_P represents the phase of the signal backscattered by the paleosoil and is assumed to be only a function of the distance traveled by the incident wave through the sand layer of thickness D and permittivity ϵ'_s [Lasne et al., 2004]

$$\varphi_P = \Re\left[\left(\frac{D}{\cos\theta_t}\right)/\left(\frac{\lambda}{\sqrt{\epsilon'_s}}\right)\right] * 2\pi \quad (4.30)$$

with $\Re[A/B]$ being the remainder of A divided by B . λ is the incident wavelength and θ_t is the transmission angle.

Since smooth to medium rough surfaces are considered here, the Integral Equation Model (IEM) proposed by Fung [Fung, 1994a] can be used. Both surface autocorrelation

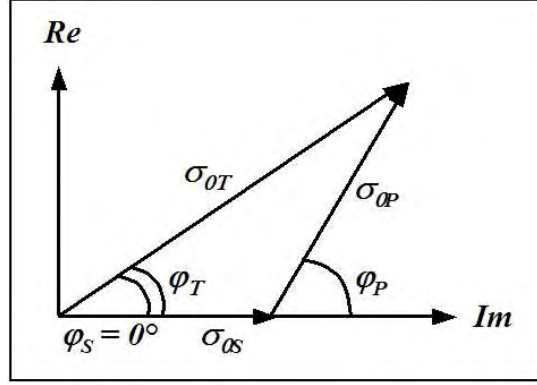


FIG. 4.23 – Total backscattered power σ_{oT} represented as the vectorial sum of the dune's surface σ_{os} and paleosoil surface σ_{op} contributions.

functions are assumed to be Gaussian. In accordance with [Lasne *et al.*, 2004], the roughness parameters are $\sigma_S = 0.55$ cm and $L_S = 10$ cm for the first sand layer and $\sigma_P = 1.6$ cm and $L_P = 10$ cm for the lower paleosoil layer [Grandjean *et al.*, 2001].

In order to determine the co-polarized phase difference Φ_{HH-VV} , we had to compute the backscattering coefficients for each layer. Since most of the natural soil surface slopes are not expected to be large relative to the wavelength, we initially only considered the single-scattering term for each layer. Considering the first-order radiative transfer solution, the total backscattered power $\sigma_{pp}^o(\theta)$ can be expressed by the sum of a surface component and a subsurface component [Fung, 1994a]:

$$\sigma_{pp}^o(\theta) = \sigma_{SSpp}^o(\theta) + \sigma_{SPpp}^o(\theta) \quad (4.31)$$

where pp is the polarization states (HH or VV), the surface component being in the form:

$$\sigma_{SSpp}^o(\theta) = \frac{k}{4} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} |I_{pp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(2k \sin(\theta))}{n!} \quad (4.32)$$

and the subsurface component being expressed by:

$$\sigma_{SPpp}^o(\theta) = \frac{\cos(\theta)}{\cos(\theta_t)} T_{1tp} T_{t1pp} e^{-\frac{2\kappa_e D}{\cos(\theta_t)}} \sigma_{SP1pp}^o(\theta_t) \quad (4.33)$$

where $\sigma_{SP1pp}^o(\theta_t)$ is given by Equation 4.32 applied to the paleosoil characteristics and θ_t is the transmitted angle to the paleosoil's surface.

Finally, the phase difference between HH and VV signals could be written from Equation 4.29 as [Lasne *et al.*, 2004]

$$\begin{aligned} \Phi_{HH-VV} &= |\varphi_{HH} - \varphi_{VV}| = \\ &= \left| \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{SPHH}^o \sin(\varphi_{PH})}{\sigma_{SSH}^o + \sigma_{SPHH}^o \cos(\varphi_{PH})}\right) - \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{SPVV}^o \sin(\varphi_{PV})}{\sigma_{SSVV}^o + \sigma_{SPVV}^o \cos(\varphi_{PV})}\right) \right| \end{aligned} \quad (4.34)$$

where the phase φ_{PH} for the horizontal polarization is calculated from Equation 4.30. The phase value for the vertical polarization is obtained using

$$\varphi_{PV} = \varphi_{PH} - \varphi_{PHV} \quad (4.35)$$

where φ_{PHV} is the phase difference of the contribution backscattered at the sand-paleosoil interface. It should be noticed that we had to consider φ_{PHV} derived from FDTD simulations in our single scattering two-layer IEM model in order to take into account the multiple scattering component occurring at the sand-paleosoil interface [Lasne *et al.*, 2004].

Figure 4.24a summarizes results presented in [Lasne *et al.*, 2004] and obtained from the single-scattering IEM model alone, without taking into account FDTD simulations thus neglecting multiple scattering effect. As shown in [Lasne *et al.*, 2004], the single-scattering IEM model finds a maximum value of 6° for a paleosoil roughness $\sigma_p=1.6$ cm while the observed phase difference on SAR images is around 23° (cf. [Lasne *et al.*, 2004]). We then showed that the single-scattering IEM model alone cannot account for the observed phase difference.

Figure 4.24b shows that Φ_{HH-VV} strongly increases (almost 18° for a subsurface roughness of $\sigma_p=1.6$ cm) when combining the single-scattering IEM model with FDTD simulations. These results indicate that the multiple scattering that occurs at the sand-paleosoil wet interface should be taken into account when computing the backscattering coefficients σ_{SS}^o and σ_{SP}^o in Equations 4.32 and 4.33. It would then significantly modify the co-polarized phase difference.

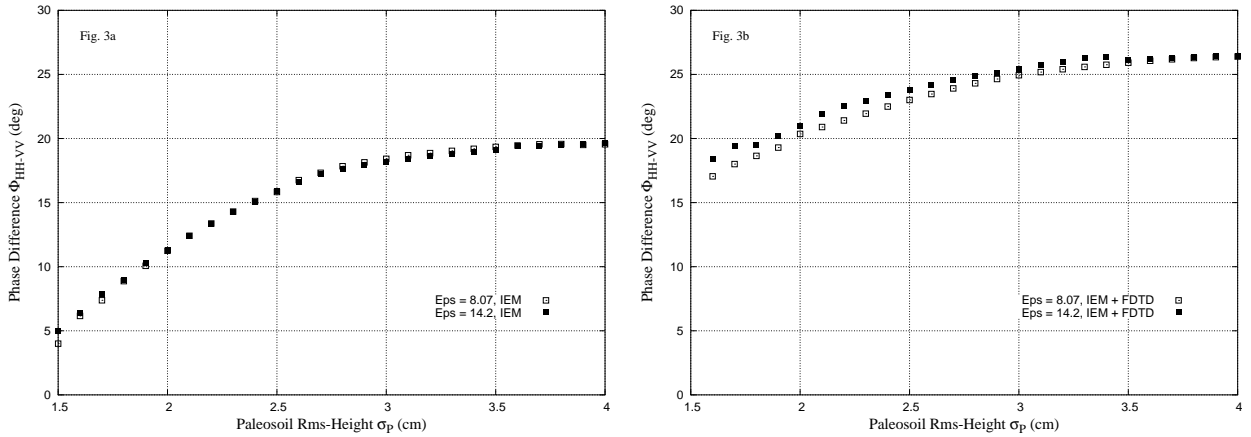


FIG. 4.24 – (a) Φ_{HH-VV} for two permittivity values ($\epsilon_p=8.07$ and $\epsilon_p=14.2$) with respect to the roughness σ_p of the paleosoil without taking into account FDTD simulations. (b) Φ_{HH-VV} when considering φ_{PHV} values derived from FDTD simulations, allowing to add the multiple scattering effect that occurs at the sand-paleosoil interface. Φ_{HH-VV} was performed for a local incidence angle of 40° corresponding to the L-band SAR data acquisition

4.4.3 Multiple Scattering Effect

Analytical Description of Multiple Scattering

In the previous section, we have shown that the phase difference Φ_{HH-VV} significantly increases when taking into account φ_{PHV} values obtained from FDTD simulations. In order to confirm the multiple scattering being responsible of such an increase, we shall include a multiple scattering term in our two-layer model. For that purpose we consider a scattering model based on an approximate solution of integral equations for the tangential surface fields [Fung, 1994a]. As regards the scattered field, it has been shown that it could be written in terms of the tangential surface fields. Scattered field expressions can be simplified and the backscattering coefficients for like and cross polarizations calculated. [Fung et al., 1992a] has shown that two types of terms exist in the backscattering coefficients: one represents single scattering and the other corresponds to multiple scattering. The first term representing single scattering only depends on one frequency component of the surface in the complementary field expression. It can be approximated by Equation 4.32. The second term represents multiple scattering and is due to interactions between different frequency components of the surface in the complementary field terms under the spectral integral sign [Fung et al., 1992a]. As smooth to moderate surfaces are assumed here, the multiple scattering term can be reduced to [Fung et al., 1992a]:

$$\begin{aligned} \sigma_{pp}^M(\theta) = & \frac{k^2}{4\pi} e^{-3k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n!m!} \\ & * \int \int \text{Re}[f_{pp}^* F_{pp}(u, v)] W^{(n)}(u - k_x, v) W^{(m)}(u + k_x, v) dudv \\ & + \frac{k^2}{16\pi} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n!m!} \\ & * \int \int [|F_{pp}(u, v)|^2 + F_{pp}^*(u, v) F_{pp}^*(-u, -v)] W^{(n)}(u + k_x, v) W^{(m)}(u - k_x, v) dudv \quad (4.36) \end{aligned}$$

where u, v are the spectral variables from the Green's function.

Because we considered expressions for the tangential fields based on the Kirchhoff approximation, we should include the effect of the shadowing of the incident and scattered waves by the surface roughness. The shadowing function chosen here depends on the incident angle θ as well as the surface rms slope σ_s and is in the form [Tsang et al., 1985], [Fung, 1994a]:

$$S(\theta, \sigma_s) = [1 - \frac{1}{2} \text{erfc}(\frac{\cot\theta}{\sqrt{2}\sigma_s})] [1 + f(\theta, \sigma_s)]^{-1} \quad (4.37)$$

where

$$f(\theta, \sigma_s) = \frac{1}{2} [\sqrt{\frac{2}{\pi}} (\frac{\sigma_s}{\cot\theta}) \exp(-\frac{\cot^2\theta}{2\sigma_s^2}) - \text{erfc}(\frac{\cot\theta}{\sqrt{2}\sigma_s})] \quad (4.38)$$

and erfc is the complementary error-function related to the error function erf by

$$\text{erfc}(z) = 1 - \text{erf}(z) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z \exp(-t^2) dt \quad (4.39)$$

Since the multiple scattering term appears in the form of a two-dimensional integration with respect to spectral variables u and v which represent the direction of scattering, the cotangent in the shadowing function can be written [Fung, 1994a]

$$\cot\theta = \sqrt{\frac{k^2 - u^2 - v^2}{u^2 + v^2}} \quad (4.40)$$

k being the radar wavenumber.

The surface backscattering coefficient from the upper sand layer is then written as the sum of single and multiple terms [Fung, 1994a], [Fung et al., 1992a]

$$\sigma_{SS,pp,tot}^o = \sigma_{SS,pp,sing}^o + \sigma_{SS,pp,mult}^o \quad (4.41)$$

where $\sigma_{SS,pp,sing}^o$ is the single-scattering term given by Equation 4.32. As small to moderate $k\sigma$ values are considered here ($k\sigma < 3$), the multiple scattering term $\sigma_{SS,pp,mult}^o$ is given by Equation 4.36 with shadowing correction Equation 4.37.

As regards the paleosol layer, the final form of the backscattering coefficient can also be written as

$$\sigma_{SP,pp,tot}^o = \sigma_{SP,pp,sing}^o + \sigma_{SP,pp,mult}^o \quad (4.42)$$

with $\sigma_{SP,pp,sing}^o$ obtained from Equation 4.33. $\sigma_{SP,pp,mult}^o$ is calculated from Equation 4.36 applied to the paleosol characteristics, taking into account attenuation by the sand layer and shadowing correction. Φ_{HH-VV} is then derived from Equation 4.34 where σ_{SSpp}^o is replaced by Equation 4.41, and σ_{SPpp}^o by Equation 4.42. Since the backscattering coefficients are modified to take into account the multiple scattering, the term φ_{PHV} in Equation 4.35 derived from numerical simulations is no more needed and the terms φ_{PH} and φ_{PV} in Equation 4.34, representing the phase of the signal backscattered by the paleosol for each polarization, are now assumed to be only a function of the distance traveled by the incident wave through the sand layer (cf. Equation 4.30) for each co-polarized mode in accordance to [Lasne et al., 2004].

Numerical Results and Discussion

In order to confirm the effect of multiple scattering in the co-polarized phase difference increase, we performed comparisons between single scattering IEM model combined with FDTD simulations and IEM model including the multiple scattering term. Figure 4.25 displays Φ_{HH-VV} as a function of the rms-height σ_p of the paleosol layer (i.e. moisture front since the paleosol moisture profile can be described by means of classical roughness parameters related to the spatial distribution of moisture in the dune) for two permittivity values: $\epsilon_p = 8.07 - i0.24$ (Figure 4.25a) and $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$ (Figure 4.25b). The values of the phase difference were computed for a central radar frequency of 1.6 GHz and at a local incidence angle of 40° corresponding to field data acquisition parameters.

We can see from the plots that there is good agreement between the single-scattering IEM model combined with FDTD simulations and the IEM model including multiple scattering. When σ_p increases from 1.6 cm to 4 cm, Φ_{HH-VV} increases by more than 10° . The phase difference also increases with the moisture content of the paleosol layer. Compared to results obtained using the single scattering IEM model only, both of the ex-

4.4. EFFECT OF MULTIPLE SCATTERING ON THE PHASE SIGNATURE OF BURIED WET STRUCTURES: APPLICATIONS TO POLARIMETRIC L & C-BAND SAR 113 / 246

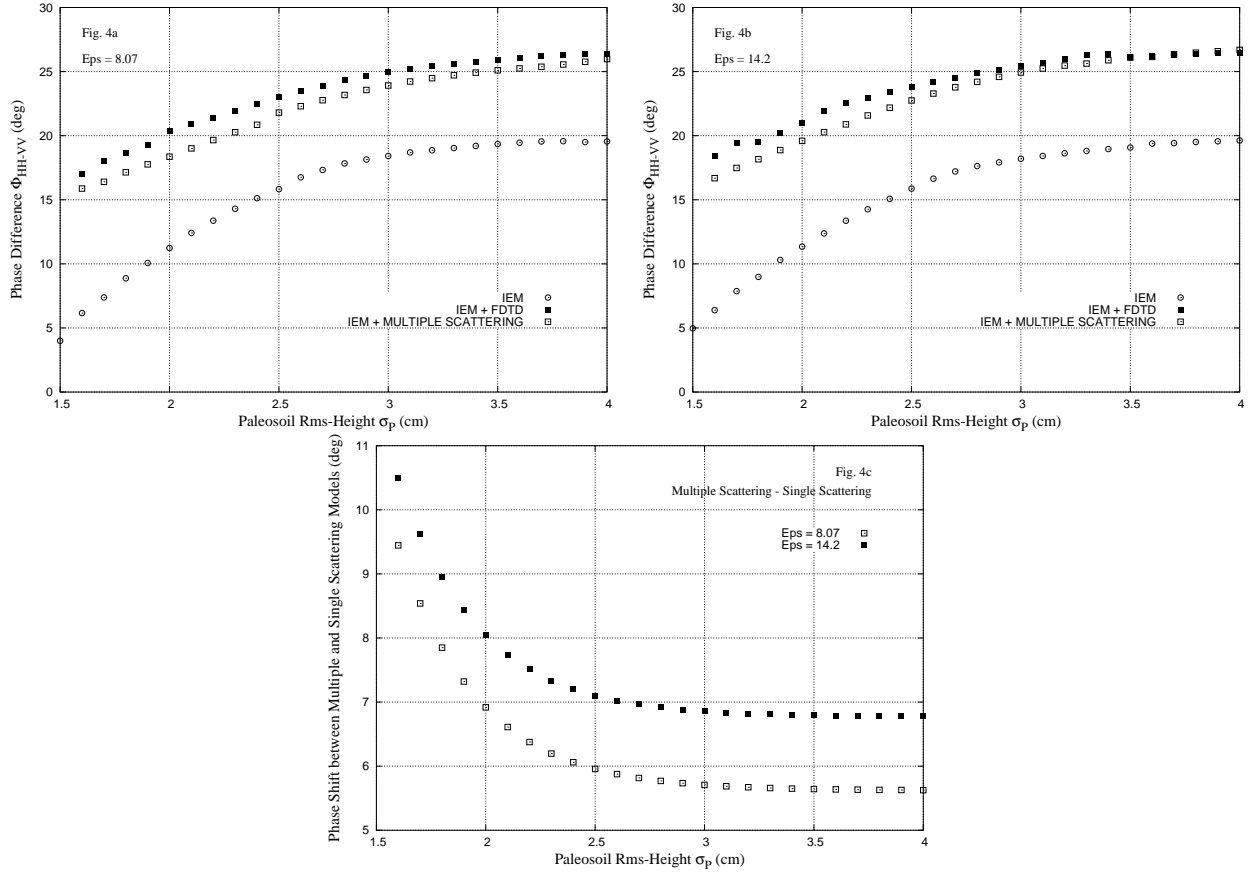


FIG. 4.25 – Comparisons between the single-scattering IEM model (circles), the IEM model combined with FDTD simulations (black squares) and the IEM model including multiple scattering term (white squares). Φ_{HH-VV} is computed with respect to the roughness parameter σ_p for two paleosoil permittivity values: (a) $\epsilon_p = 8.07 - i0.24$ and (b) $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$. (c) displays the difference between Φ_{HH-VV} derived from the single-scattering IEM model and the value derived from the IEM model including multiple scattering as a function of the paleosoil rms-height.

tended models taking into account multiple scattering produce a phase difference Φ_{HH-VV} comparable to the observed value of 23° . These results are coherent with those of [Chen *et al.*, 2000] which show that the multiple scattering effect is very different for HH and VV polarizations and is highly sensitive to the polarization states. Looking at Equation 4.34, one can understand that Φ_{HH-VV} increases when the difference between HH and VV responses of the surface increases. Plots in Figure 4.25c indicate that the difference between Φ_{HH-VV} derived from the single scattering IEM model and the value obtained from multiple scattering models decreases when the rms-height of the paleosoil becomes larger: about 10° for $\sigma_p = 1.6$ cm and 6° for $\sigma_p = 4.0$ cm. The effect of multiple scattering becomes equally important for HH and VV polarizations as the paleosoil roughness increases as shown by FDTD simulations in [Lasne *et al.*, 2004]. It confirms that multiple reflections occurring for high values of the rms-height lead to an isotropic distribution of the radar backscattered power and then less difference between HH and VV components:

the decrease of the co-polarized phase difference, mainly due to the wet sand-paleosol interface (moisture profile), is then observed [Lasne *et al.*, 2004].

4.4.4 Field Measurements

In this section, we assess the validity of our extended IEM model including multiple scattering. The geometry and roughness parameter assumptions for the problem are the same as those in sections 4.4.2 and 4.4.3. Dielectric constants of sand and paleosol were measured on terrain samples at 1.6 GHz: $\epsilon_s = 5 - i0.1$ and $\epsilon_p = 10 - i0.6$.



FIG. 4.26 – Bistatic system equipped with two horn antennas during field experiment (left) and connected to a network analyzer ANRITSU 37325A (right) equipped with a time domain function.

The data were acquired during June 2004 on the Pyla sand dune located close to Bordeaux (France). Horn antennas were operated in the 1.4-1.6 GHz frequency range in bistatic mode, connected to a network analyzer equipped with a time domain function (Figure 4.26). The antennas were separated by 0.5 m and the phase center was 1.3 m high. The horns provide an adjustable tilt and rotation allowing data acquisition in both co-polarized modes HH and VV at various incidence angles. Several measurements were performed every 2 meters along a 25 m long profile - that is for a sand layer thickness ranging from 0 to 6 m over the paleosol, for two incidence angles: 30° and 40° . Operating in the time domain, the analyzer provides both the surface and paleosol echoes as a function of time. Figure 4.27 shows an example of data acquired at $f = 1.6$ GHz for each incidence angle and polarization. We can see two peaks corresponding to the sand surface response (at $t_s \approx 12$ ns) and the following paleosol response peaks (at $t_p \approx 18.5$ ns) which are characterized by their backscattered power σ_{Spp} and σ_{Ppp} respectively where pp denotes the polarization state.

In order to obtain the co-polarized phase difference from field data, we have to determine the φ_T value in Equation 4.29 for each co-polarized mode and thus the φ_P value that is only a function of the distance traveled by the incident wave through the sand layer [Lasne *et al.*, 2004]. To determine φ_P for each polarization, we first set the surface res-

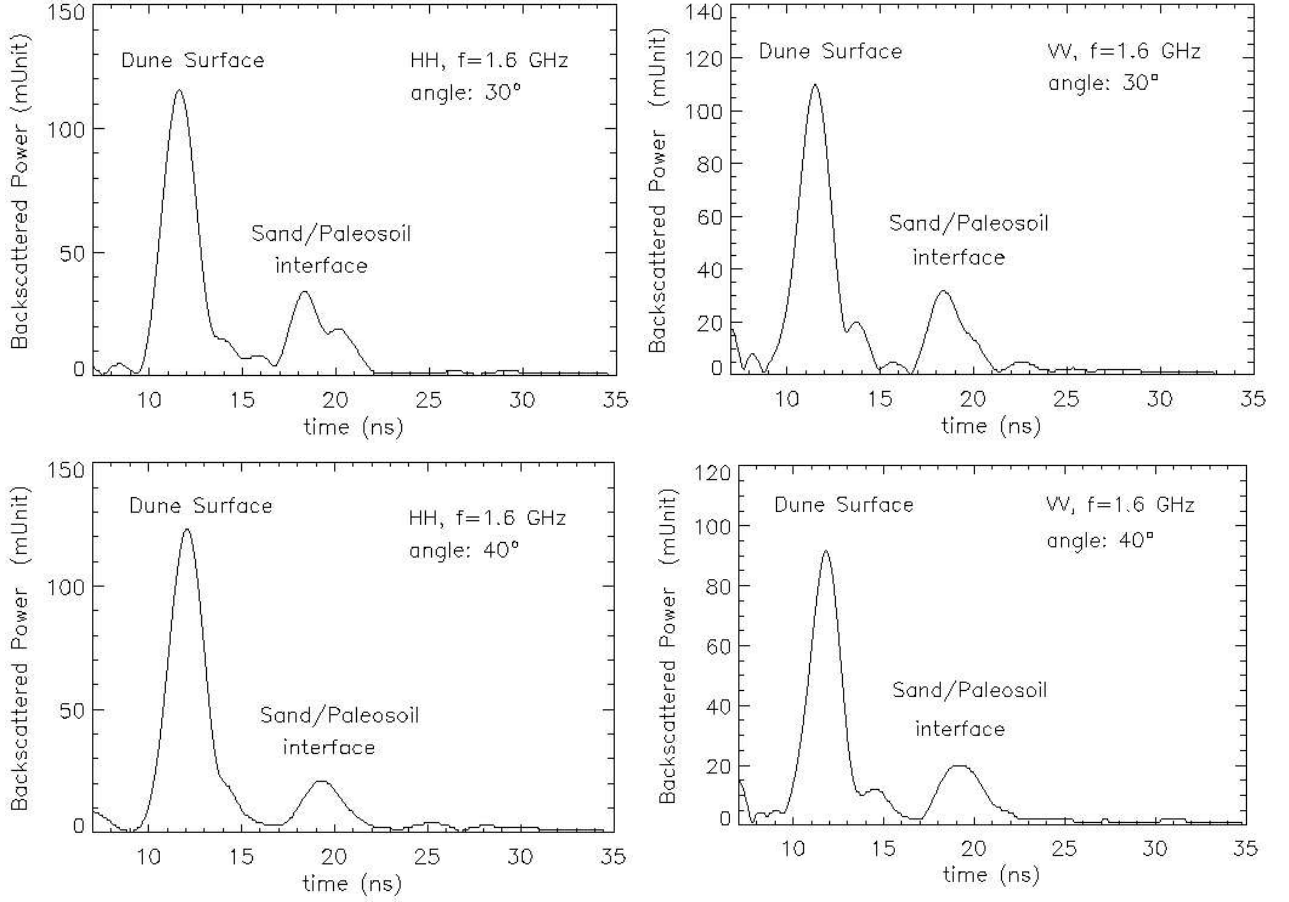


FIG. 4.27 – *Example of radar acquisition during field campaign. Variation of the backscattered power of the radar signals as a function of time at 1.6 GHz for each co-polarized mode and at two incidence angles: 30° and 40°. The radar responses of both the air-sand and sand-paleosoil interfaces are clearly observed.*

ponse (first peak) as the origin of time. Then, assuming an incident plane wave of period $T = \frac{1}{f}$ that corresponds to a phase variation of the signal of 2π , we convert the elapsed time Δt_q between the paleosoil response (at time t_P) and the dune surface response (at time t_S) into phase of the signal backscattered by the paleosoil using

$$\varphi_{Pq} = \left[\frac{\Delta t_q}{T} - E\left(\frac{\Delta t_q}{T}\right) \right] \times 2\pi \quad (4.43)$$

where subscript q denotes the polarization H or V, $\Delta t_q = t_P - t_S$ being the time shift between the paleosoil and surface responses at time t_P and t_S respectively, and $E(A/B)$ representing the whole number part of A divided by B . Moreover, the network analyzer provide us with the total backscattered powers σ_{Spp} and σ_{Ppp} that are proportional to the square of the amplitude of the backscattered signals (Wiener-Khinchine theorem) for the sand layer and the paleosoil layer respectively for each co-polarized mode (Figure 4.27). Finally, we obtain the measured phase difference for each polarization state from

Equation 4.29

$$\varphi_{pp} = \text{Arctg}\left(\frac{\sigma_{Ppp}\sin(\varphi_{Pq})}{\sigma_{Spp} + \sigma_{Ppp}\cos(\varphi_{Pq})}\right) \quad (4.44)$$

where subscript pp denotes the co-polarized mode HH or VV . The total co-polarized phase difference Φ_{HH-VV} is then calculated using Equation 4.34.

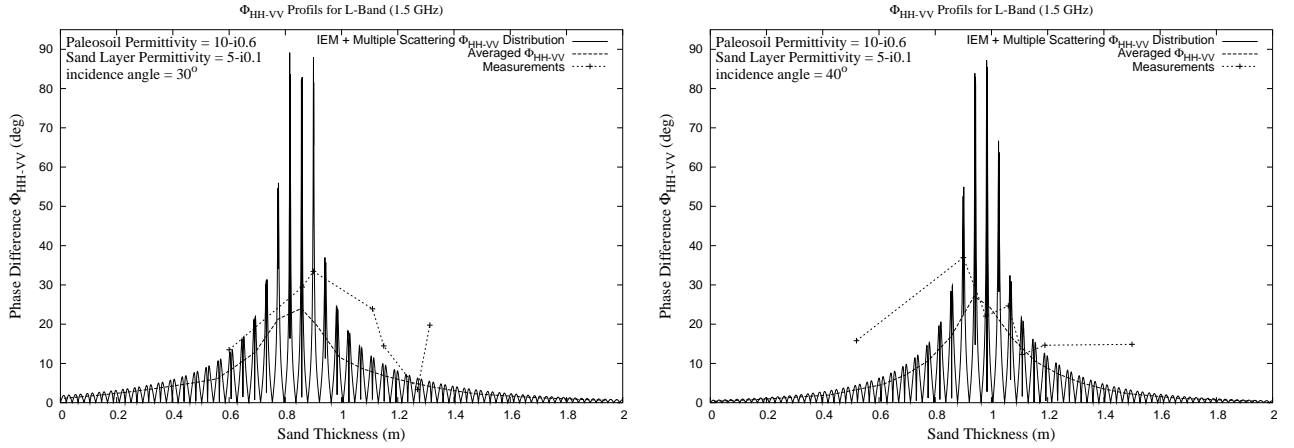


FIG. 4.28 – Φ_{HH-VV} value derived from the two-layer scattering model including multiple scattering (oscillating curves) for two incidence angles: 30° (left) and 40° (right). Dashed lines represent the average Φ_{HH-VV} while dotted lines correspond to Φ_{HH-VV} measured on the field. Results are computed for various sand layer thicknesses for a sand permittivity $\epsilon_s = 5 - i0.1$ overlying a paleosoil layer of permittivity $\epsilon_p = 10 - i0.6$.

Figure 4.28 shows the co-polarized phase difference Φ_{HH-VV} as a function of the sand layer thickness, obtained from the measured data (each value of the measured phase difference corresponds to a measured sand thickness and can then be plotted on Figure 4.28 and the model calculations, at local incidence angles of 30° and 40°). It can be seen that the model predictions reproduce the measured phase behavior fairly well and both values agree as regards the location (depth) of the phase difference maximum. Predicted results are still lower than the measurements. Differences in the values of the maximum of Φ_{HH-VV} between model and observations (24° versus 33° for $\theta = 30^\circ$ and 29° versus 37° for $\theta = 40^\circ$) could be due to wet vegetation remains observed inside the paleosoil, which could produce some volume scattering. Such very wet inclusions could also lead to a permittivity gradient and/or moisture heterogeneity effects that could affect the phase of the incident wave as described in [Elmore et Heald, 1985]. We also see that the measured phase difference is higher than the previous values of the field campaign of June 2002 [Lasne et al., 2004] (37° versus 23°), while the maximum phase difference appears for a sand thickness lower than previous observations: about 1 m in June 2004 and about 3 m in June 2002. These differences could be explained by the higher permittivity of the overlying sand layer due to its higher water content ($\epsilon_s = 5 - i0.1$ in 2004 versus $\epsilon_s = 3.4 - i0.05$ in 2002). A permittivity gradient or heterogeneity inside the sand layer could also significantly influence the phase difference in addition to the multiple scattering

occurring at the sand-paleosoil interface. The imaginary part of the sand permittivity is also higher for the 2004 campaign, leading to a higher attenuation of the incident wave through the sand and thus a lower penetration depth.

4.4.5 Parametric Analysis

In sections above, we considered an analytical approach based on the IEM model to take into account the effect of multiple scattering on the co-polarized phase difference. Now, we propose a parametric analysis in order to study predictions of the model as a function of the correlation length L_p and rms-height σ_p of the paleosoil roughness profile assumed to correspond to the moisture profile. For that purpose, we considered the two-layer scattering model including the multiple scattering term as reported in section 4.4.3 for a 12% water content in the paleosoil (i.e. $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$) and for three local incidence angles: $\theta = 20^\circ$, 30° , and 40° . Results are presented for L-band (1.6 GHz) and C-band (5.3 GHz).

Results and Analysis for L-band

We computed the co-polarized phase difference for $1.5 < \sigma_p < 4.0$ cm and for $4.0 < L_p < 12.0$ cm in order to respect the IEM validity domain ($k\sigma < 3$ and $k\sigma kL < 1.5\sqrt{|\epsilon|}$). Figure 4.29 shows results for $\theta = 20^\circ$ (Figure 4.29a), $\theta = 30^\circ$ (Figure 4.29b), and $\theta = 40^\circ$ (Figure 4.29c). As expected, Φ_{HH-VV} strongly increases with respect to the incidence angle. The maximum phase difference is close to 15° for $\theta = 20^\circ$ while Φ_{HH-VV} reaches 25° for $\theta = 40^\circ$, close to the phase difference of 23° observed in L-band SAR images of the Pyla dune. We have shown in [Lasne *et al.*, 2004] and in sections 4.4.2 and 4.4.3, that the strong increase of Φ_{HH-VV} for moderately rough surfaces ($\sigma_p < 2.5$ cm) is mainly due to the multiple scattering occurring at the sand-paleosoil interface. It can be seen from Figure 4.29 that multiple scattering has logically a more important contribution at large incidence. Nevertheless, for each incidence angle, Φ_{HH-VV} presents the same global behavior: for low correlation length ($L_p < 7$ cm), the phase difference strongly increases with respect to the rms-height. Multiple scattering weakly affects the Φ_{HH-VV} value for smooth surfaces ($\sigma_p < 2$ cm) while it has a higher contribution as the roughness height increases. It confirms that single scattering predominates over multiple scattering for smooth surfaces. When considering larger correlation lengths ($L_p > 7$ cm), that is when the paleosoil surface becomes smoother relative to the wavelength, the co-polarized phase difference, however, seems to be less sensitive to σ_p .

When considering low rms-height values such as $\sigma_p < 2$ cm, Figure 4.29 shows that the phase difference strongly increases with L_p for incidence angles of $\theta > 30^\circ$ while Φ_{HH-VV} seems less dependent on L_p for lower angles indicating that the correlation length also has a strong influence on the polarization states at large incidence angle. In the case of large rms-height ($\sigma_p > 3$ cm), we can see that Φ_{HH-VV} weakly increases with L_p . It means that multiple scattering effects are quite independent of horizontal size for very rough surfaces because of an isotropic distribution of the radar backscattering (HH and VV are equally affected) which is not the case for slightly rough surfaces ($\sigma_p < 2$ cm).

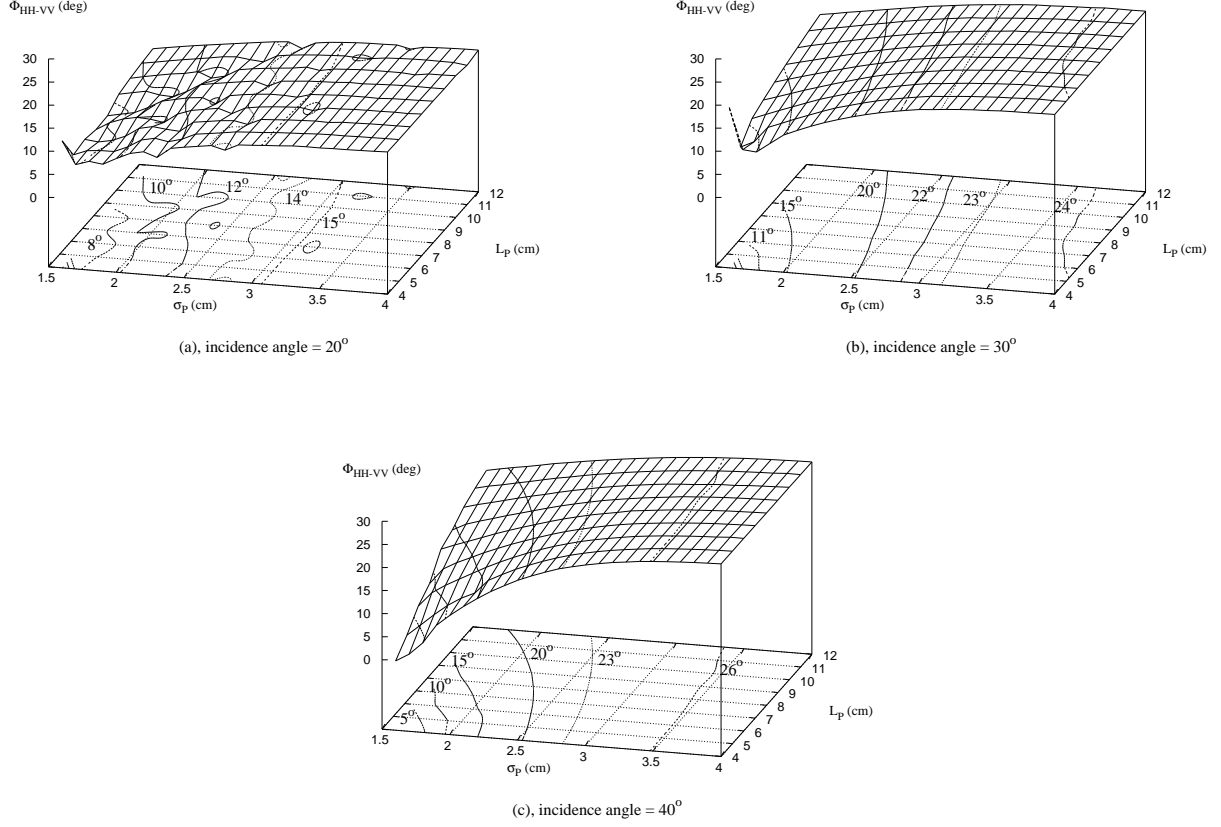


FIG. 4.29 – Φ_{HH-VV} predictions for L-band (1.6 GHz) with respect to the roughness parameters of the paleosoil (rms-height σ_P and correlation length L_P) for three incidence angles: 20° (a), 30° (b), and 40° (c).

Computed values for the backscattering coefficients σ_{HH}^o and σ_{VV}^o , are shown in Figures 4.30 and 4.31. It can be seen from the plots that backscattering from the paleosoil is very different for HH and VV polarizations, in particular for moderately rough surfaces ($\sigma_P < 2.5$ cm), for which $\sigma_{HH}^o < \sigma_{VV}^o$. Looking at Equation 4.34, a big difference between the HH and VV backscattering coefficients for $\sigma_P < 2.5$ cm is coherent with a strong increase of Φ_{HH-VV} : from 10° to 20° for $\theta = 30^\circ$, and from 5° to 22° for $\theta = 40^\circ$. In sections 4.4.2 and 4.4.3, however, we have shown that the multiple scattering term significantly impacts the co-polarized phase difference as the rms-height increases. It means that multiple scattering effects on the backscattering coefficients become also more significant as the roughness height increases. Figures 4.30 and 4.31 also show that the scattering coefficients are more sensitive to the incident angle for small rms-height as the correlation length increases. Equation 4.34 shows that big differences between σ_{HH}^o and σ_{VV}^o are coherent with the increase of Φ_{HH-VV} from 5° to 18° with respect to L_P for $\theta = 30^\circ$ and $\theta = 40^\circ$ (Figures 4.29b and 4.29c) when considering small rms-height. It confirms that the correlation length significantly influences the polarization states.

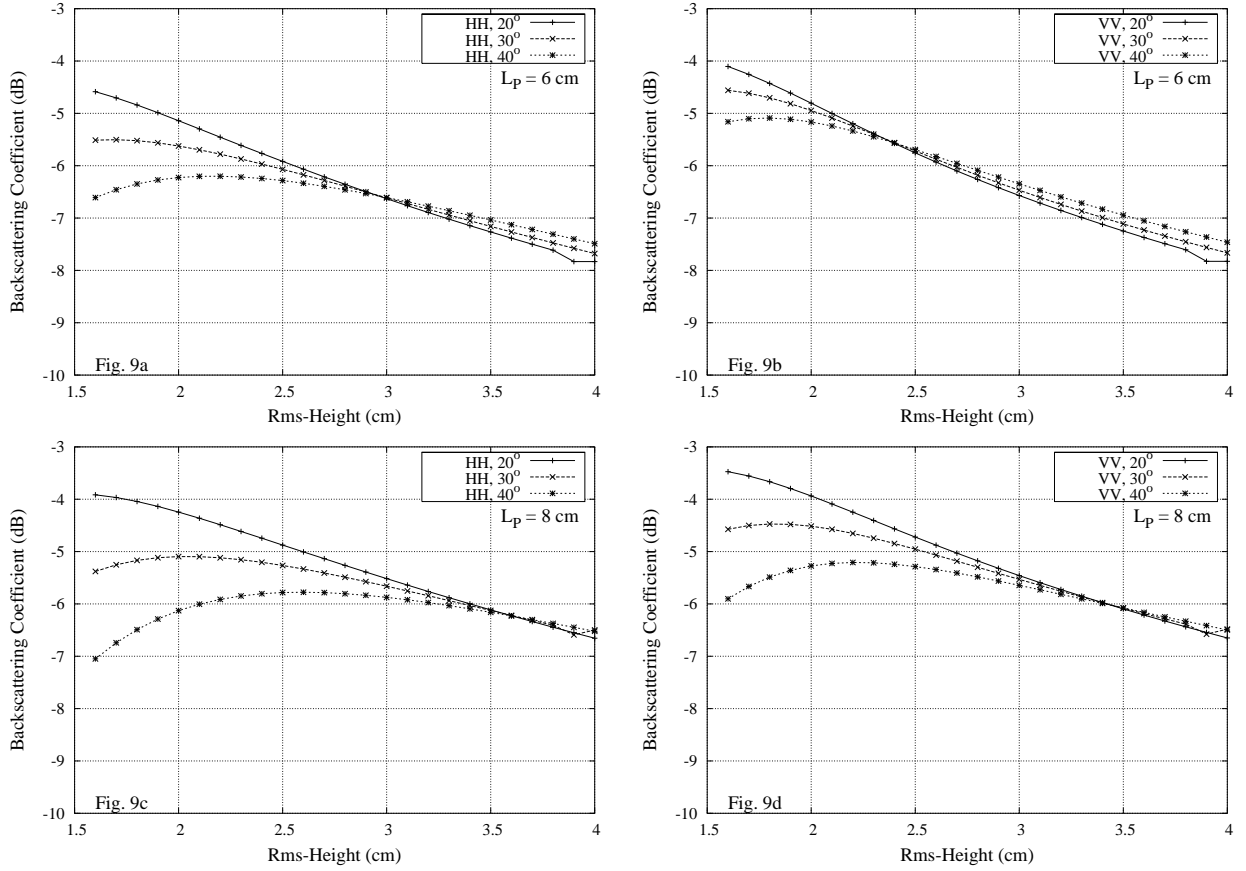


FIG. 4.30 – Value of backscattering coefficients σ_{HH}^o and σ_{VV}^o for the two-layer IEM model with multiple scattering term as functions of the paleosol rms-height for L-band (1.6 GHz) and for three incidence angles: 20° , 30° , and 40° . Coefficients are computed for each co-polarized mode, HH and VV, and for several correlation lengths: (a) HH; $L_p = 6$ cm, (b) VV; $L_p = 6$ cm, (c) HH; $L_p = 8$ cm, (d) VV; $L_p = 8$ cm.

In the case of larger rms-height ($\sigma_p > 2.5$ cm), however, we see that the scattering coefficients present the same behavior for each incident angle and polarization: the multiple scattering effect becomes equally important for all incident angles and polarizations. Because of the isotropic distribution of the radar backscattering for very rough surfaces, Φ_{HH-VV} weakly increases for this domain as shown in Figure 4.29. In the same way, plots for $\theta = 20^\circ$ indicate that scattering coefficients are very close for HH and VV modes for all correlation lengths, multiple scattering has also more contributions at higher incidence. This result also agrees with Figure 4.29 which shows that Φ_{HH-VV} only increases from 8° to 15° for $\theta = 20^\circ$.

Results and Analysis for C-band

Having examined the effect of roughness height and correlation length parameters on the co-polarized phase difference, we are interested now in the effect of SAR frequency. For that purpose, we computed the co-polarized phase difference at the 5.3 GHz frequency

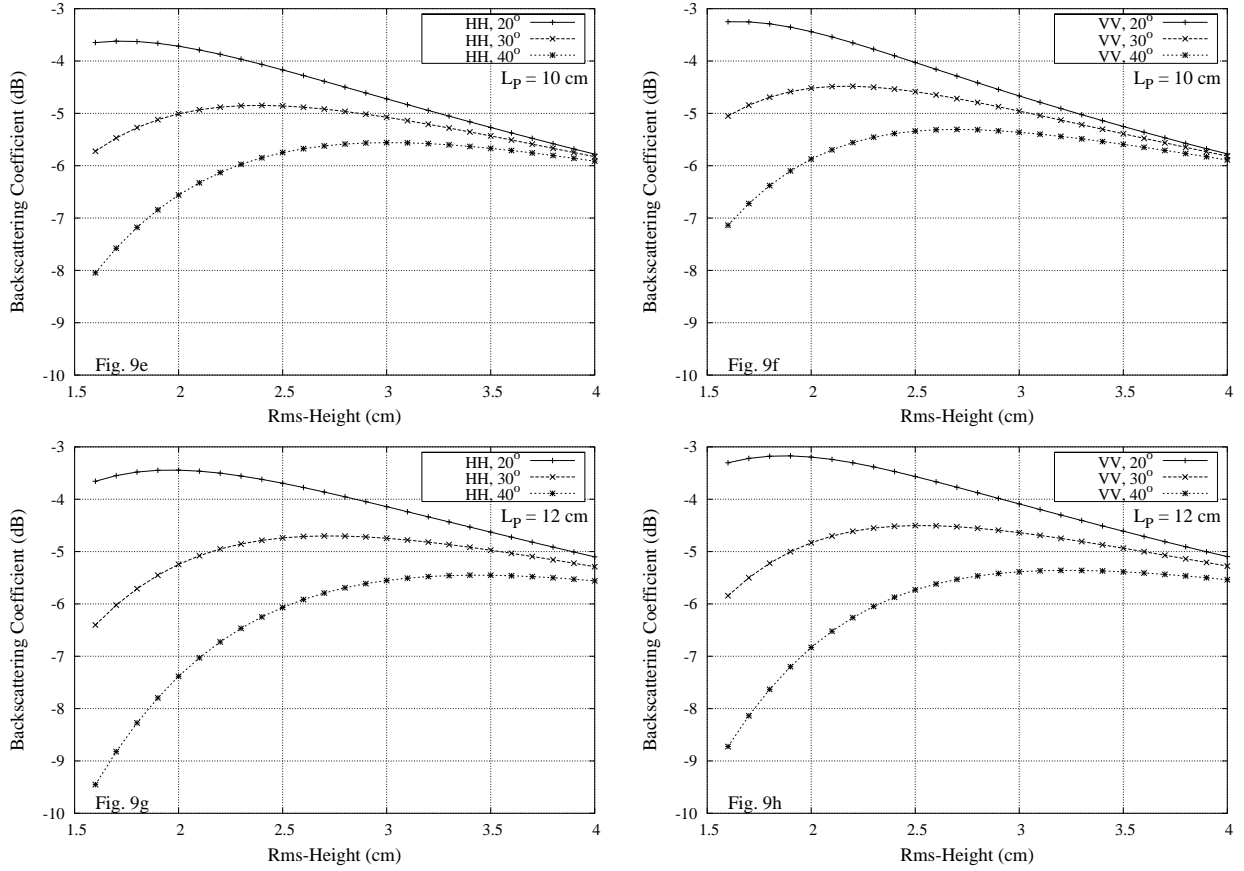


FIG. 4.31 – Value of backscattering coefficients σ_{HH}^o and σ_{VV}^o for the two-layer IEM model with multiple scattering term as functions of the paleosol rms-height for L-band (1.6 GHz) and for three incidence angles: 20° , 30° , and 40° . Coefficients are computed for each co-polarized mode, HH and VV, and for several correlation lengths: (e) HH; $L_p = 10$ cm, (f) VV; $L_p = 10$ cm, (g) HH; $L_p = 12$ cm, (h) VV; $L_p = 12$ cm.

for $0.2 < \sigma_p < 3$ cm and $1 < L_p < 5$ cm in order to stay in the IEM model validity domain for C-band.

Figure 4.32 displays Φ_{HH-VV} as a function of σ_p and L_p for three incidence angles: 20° (Figure 4.32a), 30° (Figure 4.32b), and 40° (Figure 4.32c). First, it should be noticed that our simulations present some numerical instabilities. It can be seen that Φ_{HH-VV} presents a higher rate of increase for slightly rough surfaces at C-band ($\sigma_p < 1$ cm and $L_p < 3$ cm) than for L-band. Multiple scattering effects on the backscattering coefficients are more important for slightly rough surfaces when the frequency increases since surfaces become rougher relative to the wavelength. These results are confirmed by Figure 4.33. For each incidence angle, Φ_{HH-VV} starts increasing for roughness conditions for which σ_{HH}^o differs from σ_{VV}^o from more than 1 dB, that is when $1 < L_p < 3$ cm and $0.3 < \sigma_p < 0.6$ cm for $\theta = 20^\circ$ (Figures 4.33a and 4.33b), $0.2 < \sigma_p < 0.7$ cm for $\theta = 30^\circ$ (Figures 4.33c and 4.33d), and $0.2 < \sigma_p < 1$ cm for $\theta = 40^\circ$ (Figures 4.33e and 4.33f). Nevertheless, when σ_p exceeds 1 cm, it may be seen in Figure 4.32 that Φ_{HH-VV} weakly increases with the rms-height. The same remark may be done for the correlation length since Φ_{HH-VV}

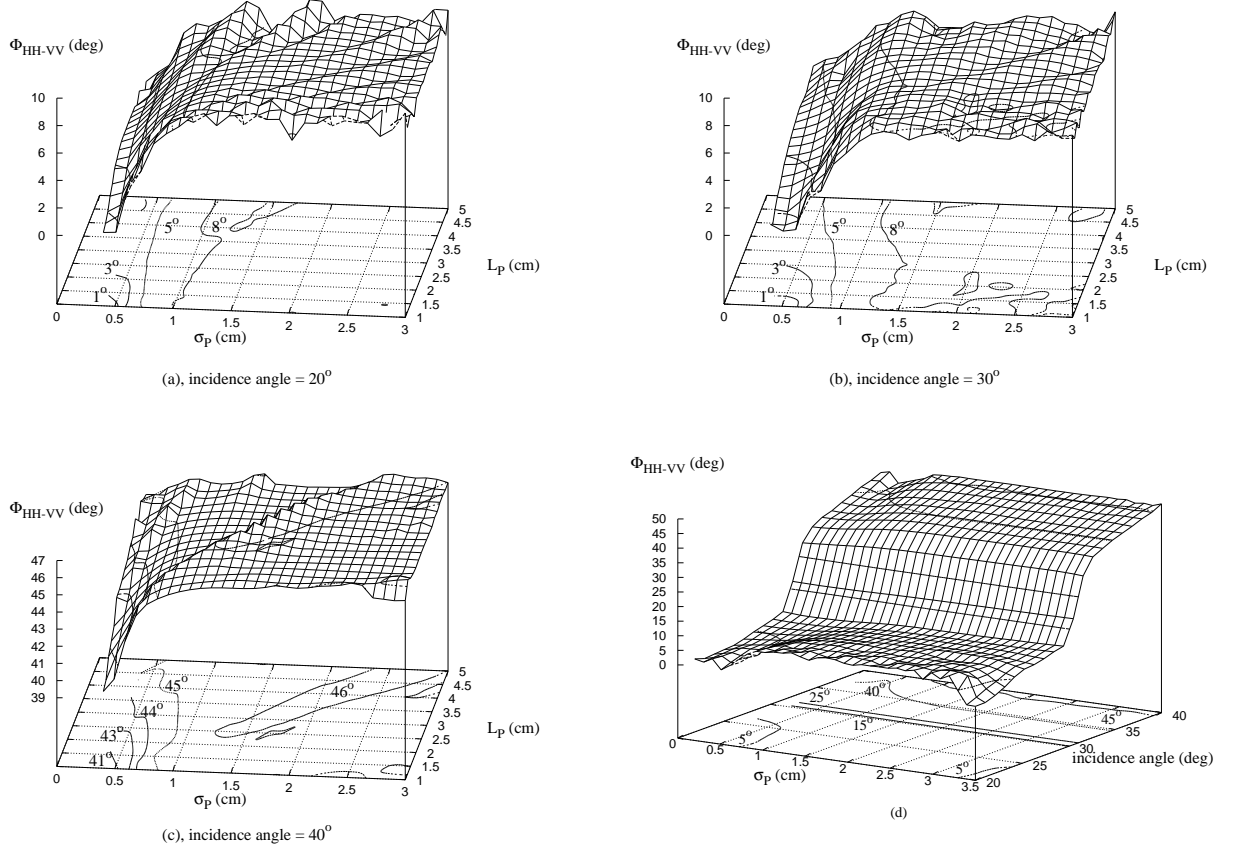


FIG. 4.32 – Φ_{HH-VV} predictions for C-band (5.3 GHz) with respect to the roughness parameters of the paleosol (rms-height σ_P and correlation length L_P) and for three incidence angles: 20° (a), 30° (b), and 40° (c). (d) Φ_{HH-VV} behavior as function of the incidence angle and rms-height.

is quite independent of L_P when $\sigma_P > 1$ cm. As previously seen for L-band, it indicates that multiple scattering equally affects HH and VV polarizations under these conditions as shown in Figure 4.33 where σ_{HH}^o is close to σ_{VV}^o . When $\sigma_P < 1$ cm, however, Φ_{HH-VV} seems to be more sensitive to L_P as θ increases. These results also agree with Figure 4.33 which indicates that a difference between σ_{HH}^o and σ_{VV}^o occurs in ranges of σ_P and L_P larger for $\theta = 40^\circ$ than for $\theta = 20^\circ$ and 30° .

Finally, we can see that Φ_{HH-VV} values are close to 10° for $\theta = 20^\circ$ and 30° , lower than values computed for L-band. Nevertheless, at large incidence angles ($\theta = 40^\circ$), the co-polarized phase difference increases to 45° , almost 20° higher than for L-band. Thus, even if the phase difference Φ_{HH-VV} is lower in C-band than in L-band at small incidence ($\theta < 30^\circ$), it becomes more significant for C-band at large incidence angles as shown in Figure 4.32d. Such a large phase difference should be easier to detect using space-borne SAR.

Our simulations also predict that the capability of C-band systems to penetrate soils for moisture detection using the phase difference Φ_{HH-VV} is higher than at L-band.

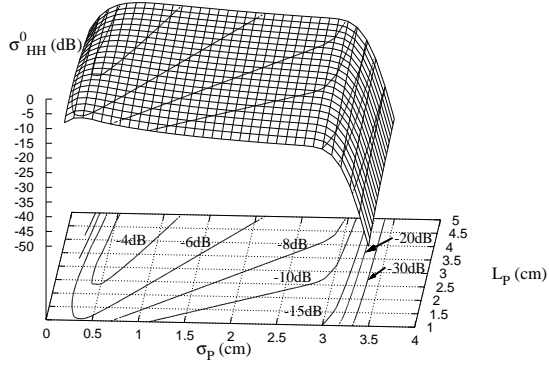


Fig. 11a, incidence angle 20°

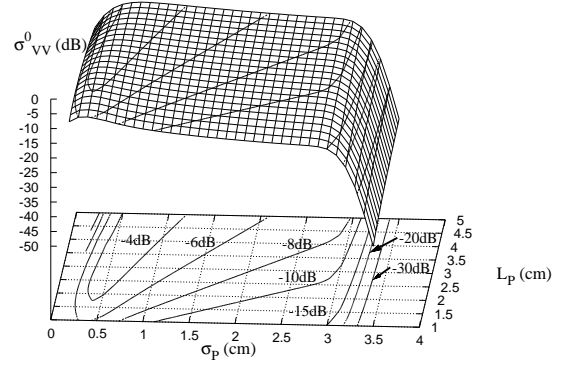


Fig. 11b, incidence angle 20°

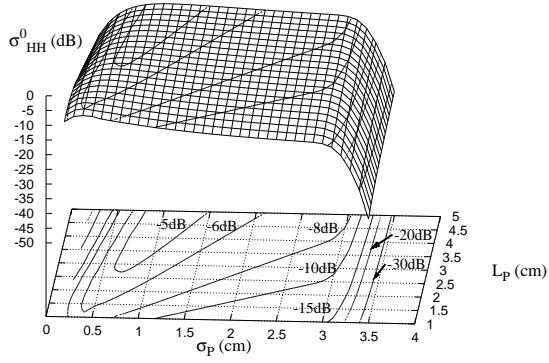


Fig. 11c, incidence angle 30°

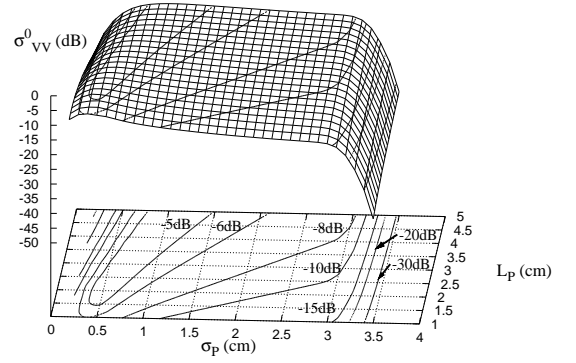


Fig. 11d, incidence angle 30°

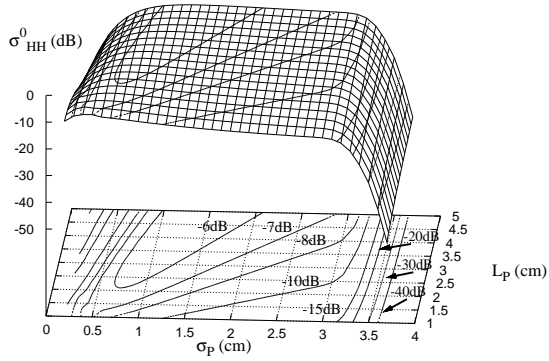


Fig. 11e, incidence angle 40°

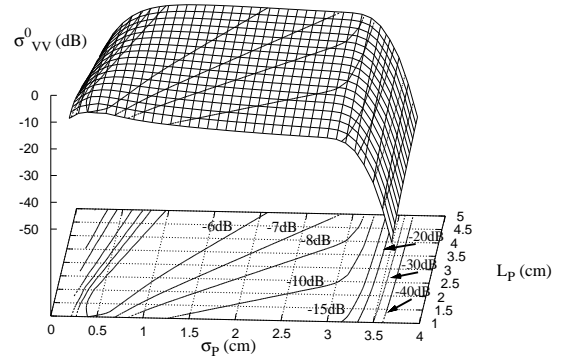


Fig. 11f, incidence angle 40°

FIG. 4.33 – Behavior of backscattering coefficients σ_{HH}^0 and σ_{VV}^0 for the two-layer IEM model with multiple scattering term as functions of the paleosoil rms-height σ_P and correlation length L_P for C-band (5.3 GHz). Coefficients are computed for each co-polarized mode, HH and VV, and for three incidence angles: (a) HH; 20° , (b) VV; 20° , (c) HH; 30° , (d) VV; 30° , (e) HH; 40° , (f) VV; 40° .

Figure 4.34 shows an example of the Φ_{HH-VV} distribution as a function of the sand thickness covering a wet paleosoil layer at C-band. We can see that the maximum of Φ_{HH-VV} occurs for a sand thickness of 3.8 m, almost 1.2 m deeper than L-band [Lasne *et al.*, 2004] when assuming the same rms-height (1.6 cm) and incidence angle (40°). These results indicate that a C-band polarimetric SAR could be a high performance system to probe the subsurface in arid regions down to several meters and detect buried wet structures using the phase difference between the co-polarized modes.

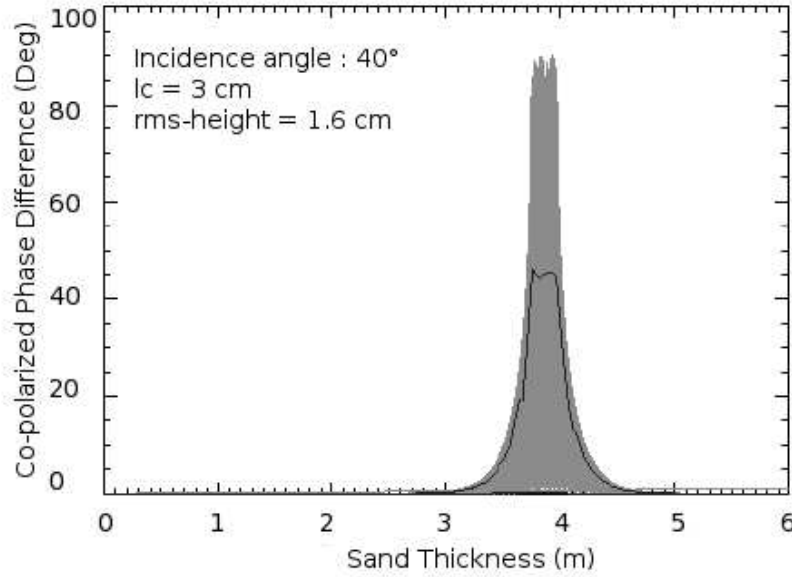


FIG. 4.34 – Φ_{HH-VV} distribution (oscillating curve) derived from the two-layer scattering model including multiple scattering for C-band (5.3 GHz) and $\epsilon_p = 14.2 - i1.064$. The smooth black curve represents the averaged Φ_{HH-VV} . Results are obtained for roughness parameters of the paleosoil layer fixed at 3 cm for the correlation length and 1.6 cm for the rms-height with an incidence angle of 40° .

4.4.6 Conclusion

The objective of this study was to investigate and model the effect of multiple scattering on the co-polarized phase difference correlated to buried wet structures we observed in L-band SAR images. For that purpose, we initially used a two-layer single scattering IEM model completed by results of FDTD simulations that provide the multiple scattering effects occurring at the buried wet interface, showing that the multiple scattering effect should be taken into account to compute the backscattering coefficients from which the phase difference is derived. We replaced FDTD simulations by an analytical expression of the multiple scattering term for the co-polarized returns. This extended IEM model is in good agreement with the FDTD simulations, the SAR observations, and L-band acquisitions performed on a natural outdoor surface that could be fairly well fitted with our extended model. We finally performed a parametric analysis at L-band (1.6

GHz) and C-band (5.3 GHz), to study the dependence of the co-polarized phase difference on roughness parameters (rms-height and correlation length) and radar parameters (incidence angle and frequency). Our model predicts a detection of buried wet structures down to larger depths for C-band (3.8 m) than for L-band (2.6 m) using the phase signature, the phase difference at C-band reaching values as high as 45° for high incidence angles (40°). This phase information could then be considered as a high performance tool to map subsurface moisture in arid regions.

Bibliography

[Lasne *et al.*, 2004] Y. Lasne, Ph. Paillou, Th. August-Bernex, G. Ruffié , and G. Grandjean, “ A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 42**, **no. 8**, pp. 1683-1694, August 2004.

[Dubois *et al.*, 1995] P. Dubois, J. van Zyl, and T. Engman, “Measuring Soil Moisture with Imaging Radar,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 33**, **no. 4**, pp. 915-926, 1995.

[Bindlish *et Barros*, 2002] R. Bindlish, and A. P. Barros, “Subpixel Variability of Remote Sensed Soil Moisture: An Inter-comparison Study of SAR and ESTAR,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 40**, **no. 2**, pp. 326-337, February 2002.

[Beaudoin *et al.*, 1990] A. Beaudoin, T. Le Toan, and Q. H. J. Gwyn, “SAR Observations and Modeling of the C-Band Backscatter Variability Due to Multiscale Geometry and Soil Moisture,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 28**, **no. 5**, pp. 886-895, September 1990.

[Shi *et al.*, 1997] J. Shi, J. Wang, A. Y. Hsu, P. E. O'Neill, and E. T. Engman, “Estimation of Bare Surface Soil Moisture and Surface Roughness Parameter Using L-Band SAR Image Data,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 35**, **no. 5**, pp. 1254-1266, September 1997.

[Ulaby *et al.*, 1978] F. T. Ulaby, P. P. Batlivala, and M. C. Dobson, “Microwave Backscatter Dependence on Surface Roughness, Soil Moisture, and Soil Texture, Part I- Bare Soil,” *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, **vol. GE-16**, pp. 286-295, October 1978.

[Ulaby *et al.*, 1981; 1982; 1986] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive.*, Norwood, MA: Artech House, **vol. I**, 1981, **vol. II**, 1982, **vol. III**, 1986.

[Tsang *et al.*, 1985] L. Tsang, J. A. Kong, and R. T. Shin, *Theory of Microwave Remote Sensing.*, New York: Wiley-Interscience, 1985.

[Fung, 1994a] A. K. Fung, *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications.*, Norwood, MA: Artech House, 1994.

[Davidson et al., 2003] M. Davidson, J. L. Evert Attema, N. Floury, and M. Borgeaud, "A General Roughness Powerspectrum Model for Agricultural Fields in support of SAR Surface Parameter Retrieval," *IGARSS'03*, Toulouse, France, July 2003.

[Davidson et al., 2000] M. Davidson, T. Le Toan, F. Mattia, G. Satalino, T. Manninen, and M. Borgeaud, "On the Characterization of Agricultural Soil Roughness for Radar Remote Sensing Studies," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 38**, **no. 2**, pp. 630-640, March 2000.

[Li et Shi, 2002] Q. Li, and J. Shi, "A Generalized Power Law Spectrum and its Applications to the Backscattering of Soil Surfaces Based on The Integral Equation Model," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 40**, **no. 2**, pp. 271-280, February 2002.

[Franceschetti et al., 2000] G. Franceschetti, A. Iodice, S. Maddaluno, and D. Riccio, "A Fractal-Based Theoretical Framework for Retrieval of Surface Parameters from Electromagnetic Backscattering Data," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 38**, **no. 2**, pp. 641-650, March 2000.

[Dierking, 1999] W. Dierking, "Quantitative roughness characterisation of geological surfaces and implications for radar signature analysis," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 37**, **no. 5**, pp. 2397-2412, September 1999.

[Mattia et al., 1997] F. Mattia, T. Le Toan, J.-C. Souyris, G. De Carolis, N. Floury, F. Posa, and G. Pasquariello, "The effect of surface roughness on multfrequency polarimetric SAR data," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 35**, **no. 4**, pp. 954-966, July 1997.

[Glenn et Carr, 2004] N. F. Glenn, and J. R. Carr, "Establishing a Relationship Between Soil Moisture and RADARSAT-1 SAR Data Obtained over the Great Basin, Nevada, USA," *Canadian Journal of Remote Sensing*, **vol. 30**, **no. 2**, pp. 176-181, April 2004.

[Wu et Chen, 2001] T.-D. Wu, and K. S. Chen, "A Transition Model for the Reflection Coefficient in Surface Scattering," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 39**, **no. 9**, pp. 2040-2050, September 2001.

[Chen et al., 2001] K. S. Chen, T.-D. Wu, and J. C. Shi, "A Model-Based Inversion of Rough Soil Surface Parameters from Radar Measurements," *Journal of Electromagn. Waves and Appl.*, **vol. 15**, **no. 2**, pp. 173-200, 2001.

[Fung et Chen, 1992b] A. K. Fung, and K. S. Chen, "Dependence of the Surface Backscattering Coefficients on Roughness, Frequency and Polarization States," *Int. J. Remote*

Sensing, **vol. 13**, **no. 9**, pp. 1663-1680, 1992.

[Oh *et al.*, 1993] Y. Oh, K. Sarabandi, and F. T. Ulaby, "An empirical model for phase difference statistics of rough surfaces," *Proceedings of IGARSS93*, Tokyo, Japan, **vol. 3**, pp. 1003-1005, 1993.

[Oh *et al.*, 1992] Y. Oh, K. Sarabandi, and F. T. Ulaby, "An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 30**, **no. 2**, pp. 370-381, March 1992.

[Su *et al.*, 1997] Z. Su, P. A. Troch, and F. P. De Troch, "Estimation of surface soil moisture by inversion of SAR data, Surface scattering from random rough, bare soils, Spatial and Temporal soil moisture mapping from ERS-1/2, and JERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modelling for regional climate models (RCM)," *ESA project A02-B106*, 1997.

[Nesti *et al.*, 1998] G. Nesti, D. Tarchi, D. Despan, J.-P. Rudant, A. Bedidi, P. Borderies, and E. Bachelier, "Phase shift and decorrelation of radar signal related to soil moisture changes," *Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications Workshop*, ESTEC, Netherlands, 1998.

[Zhang *et Okamura*, 1999] Y. Zhang, and S. Okamura, "New density-independent moisture measurement using microwave phase shifts at two frequencies," *IEEE Transactions on Instrumentation And Measurement*, **vol. 48**, **no. 6**, pp. 1208-1211, December 1999.

[Okamura *et Zhang*, 2000] S. Okamura, and Y. Zhang, "New method for moisture content measurement using phase shifts at two frequencies," *Journal of Microwave Power and Electromagnetic Energy*, **vol. 35**, **no. 3**, pp. 175-178, 2000.

[Fung *et al.*, 1992a] A. K. Fung, Z. Li, and K. S. Chen, "Backscattering from a Randomly Rough Dielectric Surface," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 30**, **no. 2**, pp. 356-369, March 1992.

[Hsieh *et al.*, 1997] C-Y. Hsieh, A. K. Fung, G. Nesti, A. J. Sieber, and P. Coppo, "A Further Study of the IEM Surface Scattering," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 35**, **no. 4**, pp. 901-909, July 1997.

[Chen *et al.*, 2000] K. S. Chen, T-D. Wu, M-K. Tsay, and A. K. Fung, "A Note on the Multiple Scattering in an IEM Model," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **vol. 38**, **no. 1**, pp. 249-256, January 2000.

[Wu *et Chen*, 2004] T-D. Wu, and K. S. Chen, "A Reappraisal of the Validity of the IEM Model for Backscattering From Rough Surfaces," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sen-*

sing, vol. 42, no. 4, pp. 743-753, April 2004.

[Grandjean et al., 2001] G. Grandjean, Ph. Paillou, P. Dubois, Th. August-Bernex, N. Baghdadi, and J. Achache, “Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data: Example of the Pyla dune (France),” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol. 39, no. 6, pp. 1245-1258, 2001.

[Elmore et Heald, 1985] W. Elmore, and M. Heald, *Physics of Waves*, New York: Dover, pp. 310-320, 1985.

4.5 Données bande P

Les résultats des analyses polarimétriques précédentes témoignent de l’efficacité des systèmes SAR bande L pour explorer la proche subsurface et pour en retirer des informations exploitables pour la détection de structures humides dans les premiers mètres des zones arides. Compte tenu du caractère proportionnel à la longueur d’onde de la profondeur de pénétration δ_p (cf. Chapitre 2 section 2.3.5), l’utilisation *a priori* de capteurs plus basse fréquence (bande P) devrait permettre d’accroître les performances de sondage (typiquement de 1.4 mètre en bande L à 5.5 mètres en bande P selon l’équation 2.54).

Dans ce sens, de nouvelles données ont été récemment acquises en bande P à 430 MHz avec le capteur RAMSES en Janvier 2004 au cours des vols 608P et 613P. L’altitude d’acquisition est de 3500 mètres et la résolution au sol est nettement supérieure au cas des plate-formes satellites. Les données ont été calibrées polarimétriquement et radio-métriquement à partir d’acquisitions réalisées sur des cibles diffusantes parfaites (dièdre, trièdre) réparties sur le terrain (cf. Figure 4.35) et les interférences extérieures ont été traitées par filtrage de la bande passante à 54 MHz. Le Tableau 4.3 résume les paramètres d’acquisitions.

N° Vol	Angle de visée	Fréquence (MHz)	Bande passante (MHz)	Full polar	Résolution (m)	Sens d’acquisition
608P	40°	427	54	oui	2.5 × 2.5	EO
613P	55°	419	54	oui	2.5 × 2.5	NS

TAB. 4.3 – *Caractéristiques des images RAMSES bande P acquises sur la dune en Janvier 2004.*

Les images RAMSES de la dune en bande P, acquises en orientations EO et NS, sont représentées en fin de section par les Figures 4.38 et 4.41. Ces données n’ont malheureusement pas pu être exploitées dans la mesure où le paléosol, clairement identifiable en bande L, n’apparaît pas aussi distinctement en bande P. L’étude de la Figure 4.38 révèle que les seules structures visibles sont les structures orientées EO au centre de la dune et dont la présence en modes co-polaires uniquement témoigne de leur origine surfacique. Une reconnaissance terrain effectuée en Janvier 2004 a confirmé la présence de formations de surface sculptées par le vent à la base de la dune ainsi qu’à son sommet comme

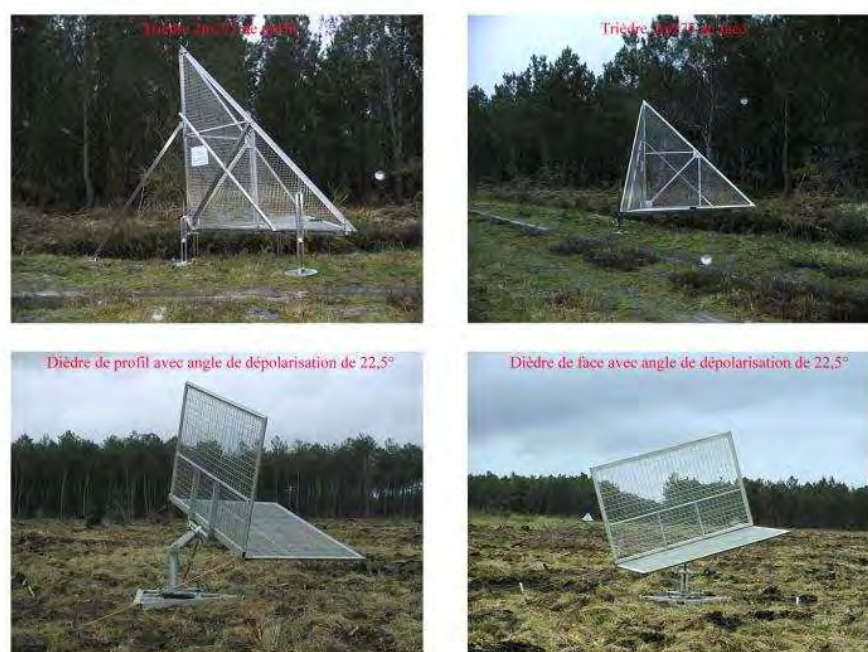


FIG. 4.35 – Cibles diffusantes de type trièdre et dièdre réparties sur le terrain pour la calibration des données.

l'illustre la Figure 4.36. Nous avons aussi pu observer que la couche de sable de surface de la dune était très humide. Notons que ces formations n'apparaissent qu'en hiver en raison des conditions climatiques. En Aquitaine, la proximité des Pyrénées renforce la pluviométrie en hiver et au printemps comme le montrent les relevés pluviométriques en Figure 4.37 et dans le Tableau 4.4. En effet, le climat aquitain est un climat tempéré à tendance océanique, caractérisé par des hivers doux et humides (favorisant le maintien des "sculptures" sableuses observées) alors que les étés sont relativement chauds et secs. Cette variabilité climatique est responsable des phénomènes de vent, gel et grêle en hiver et de sécheresse ou orages en été. On comprend alors que sous les conditions climatiques estivales, le processus d'évaporation sur la dune est plus efficace et conduit à un assèchement de la couche de sable de surface, ce qui provoque l'effondrement de ces structures.

Mois	Aou 03	Sep 03	Oct 03	Nov 03	Déc 03	Jan 04	Fév 04	Mar 04	Avr 04	Mai 04	Jun 04	Jui 04
H. (%)	89	87	77	77	78	76	74	75	81	85	88	89
P. (mm)	63	60	211	122	168	203	24	38	65	73	11	54
E. (%)	37.2	28.5	17.3	13.2	13.2	8.9	23.4	25.1	21.7	33.2	41.1	33.9
T° (°C)	24.6	19.3	15.4	12.2	5.1	8.6	7.4	10.7	11.9	16	20.9	20.7

TAB. 4.4 – Statistiques météorologiques de La Teste en 2003 - 2004. Source : Météo France. *H* représente l'humidité moyenne, *P* les précipitations, *E* l'ensoleillement et *T* la température moyenne.



FIG. 4.36 – Structures surfaciques sculptées par le vent dont les dimensions décimétrique à métrique et l'orientation perpendiculaire à la direction d'illumination rendent le processus de réflexion efficace.

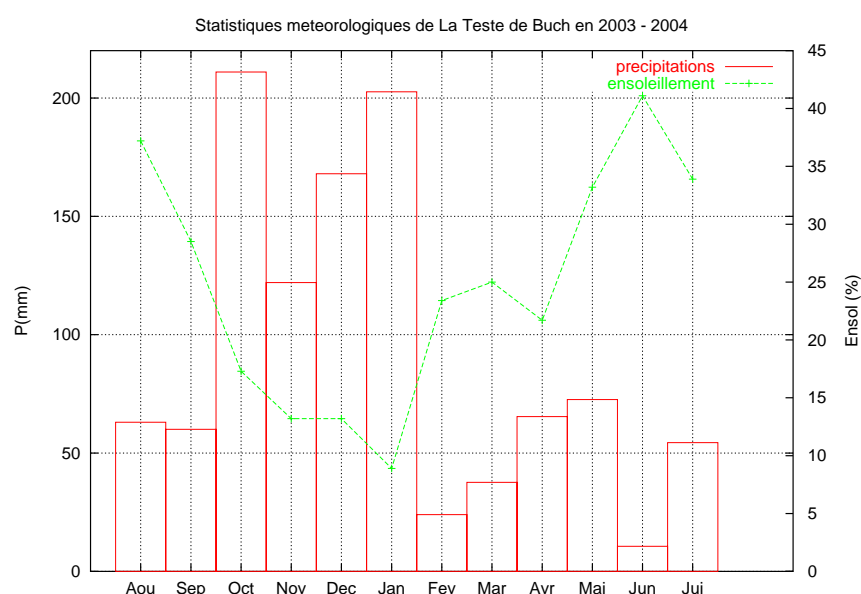


FIG. 4.37 – Relevé pluviométrique de La Teste en 2003 - 2004. Source : Météo France.

Compte tenu de la résolution au sol de 2.5 m du capteur bande P, les dimensions décimétriques à métriques de ces formations ainsi que leur orientation perpendiculaire à la direction d'illumination du vol 608P, rendent le processus de réflexion très efficace. Par leur géométrie d'acquisition, les données 613P apportent un argument supplémentaire à cette hypothèse. Dans ce cas, la direction d'illumination étant parallèle à l'orientation de ces structures, les mécanismes de rétrodiffusion sont très faibles rendant ces formations de surface logiquement indétectables sur les compositions polarimétriques de la Figure 4.41. Cependant, une structure plus claire et orientée NE peut être distinguée dans la partie Sud des acquisitions co-polaires 608P, à l'endroit exact où le paléosol apparaissait en bande

L. Compte tenu de la résolution du capteur, cela indique que le paléosol n'est au mieux détecté que proche de la surface, sous 1 mètre de sable tout au plus.

Par ailleurs, l'absence des paléosols dans les canaux contra-polaires indique que les mécanismes de rétrodiffusion au niveau de ceux-ci semblent insuffisants pour dépolariser l'onde incidente. Une explication de ce phénomène peut être apportée par la longueur d'onde. Dans le cas présent, la longueur d'onde de la bande P avoisinant les 70 cm, elle apparaît trop grande devant les dimensions de rugosité des interfaces rencontrées. Ainsi, malgré les performances de pénétration accrues à cette fréquence, les structures de subsurface apparaissent lisses devant la longueur d'onde et ne diffusent pas suffisamment le signal incident pour permettre un processus de rétrodiffusion efficace. De plus, n'excédant pas les 30 cm, l'épaisseur du paléosol, bien inférieure à la longueur d'onde, limite également l'efficacité de l'interaction de la bande P. Enfin et surtout, les précipitations qui ont précédé les acquisitions de Janvier 2004 contribuent aussi pour une large part à l'absence de signature des paléosols dans la mesure où la couche de sable de surface étant très humide, celle-ci conduit à un écrantage des paléosols.

Comme nous l'avons vu aux sections 4.3 et 4.4, les études menées en bande L ont révélé que la différence de phase co-polaire pouvait être utilisée avec succès dans la détection d'humidité des sols. La bande P offrant *a priori* des performances de sondage plus importantes, nous nous sommes naturellement intéressés à l'information de phase contenue dans ces images radar. Les Figures 4.39 et 4.42 illustrent la répartition de la différence de phase co-polaire ϕ_{HH-VV} sur la dune pour les deux jeux de données disponibles. À l'image de la surface océane, les structures de surface évoquées précédemment pour les acquisitions 608P présentent une faible dynamique de phase avec une distribution gaussienne centrée sur 1.4° comme le montrent les histogrammes normalisés de la distribution de la phase co-polaire en Figure 4.40, ce qui indique un processus de réflexion simple faiblement dépolarisant n'occasionnant pas de déphasage. Au contraire, le reste de la dune montre une dynamique plus forte avec une distribution gaussienne de la différence de phase co-polaire centrée sur 21.9° (Figure 4.40), englobant la signature du paléosol et rendant l'information de phase de celui-ci difficilement exploitable. Cette signature de phase omniprésente sur la dune révèle une dépolarisation notable de l'onde incidente liée à un mécanisme de rétrodiffusion par réflexions multiples. Dans le cas d'un milieu fortement dépolarisant comme un couvert forestier, on observe logiquement une forte signature de phase présentant une distribution gaussienne centrée sur 37.9° (Figure 4.40), indiquant une importante dépolarisation de l'onde incidente occasionnée par un mécanisme de rétrodiffusion par réflexions multiples dont la forêt est le siège. L'important signal de phase observé sur pratiquement toute la surface dunaire peut être expliqué par les fortes précipitations qui ont eu lieu au cours des deux semaines précédant les acquisitions. En effet, l'ensemble de la dune présentant un taux d'humidité anormalement élevé au moment des acquisitions, la distribution spatiale de l'humidité dans le sous-sol contribue à créer un gradient d'humidité (milieu diélectrique fortement inhomogène) entre la couche de sable superficielle et les couches plus profondes. Le front d'humidité peut être vu comme une interface diélectrique rugueuse contribuant à dépolariser l'onde incidente et donc à la différence de phase observée sur l'ensemble de la dune. Il n'était donc pas possible de reproduire les études réalisées pour la bande L afin de suivre l'évolution des paramètres polarimétriques et phasimétriques avec l'épaisseur de sable.

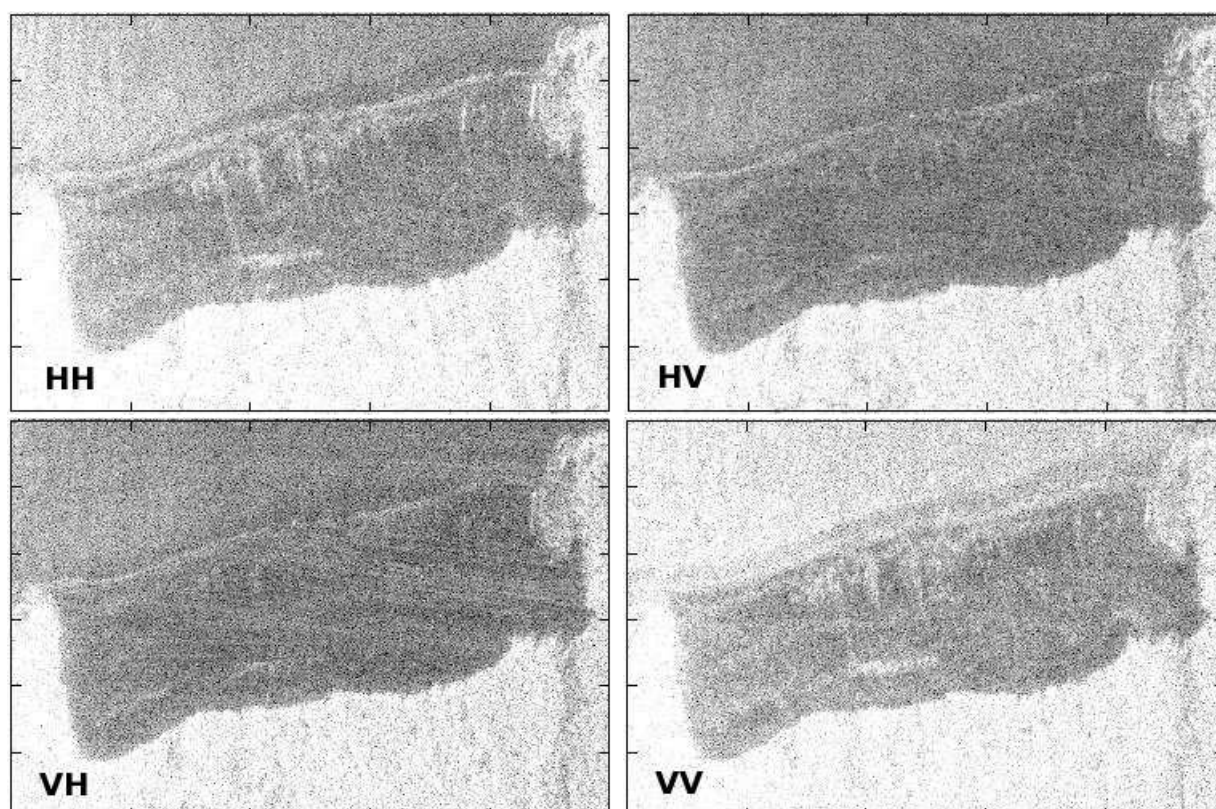


FIG. 4.38 – Polarimétrie radar en bande P sur la dune du Pyla (données RAMSES, vol 608P, orientation EO).

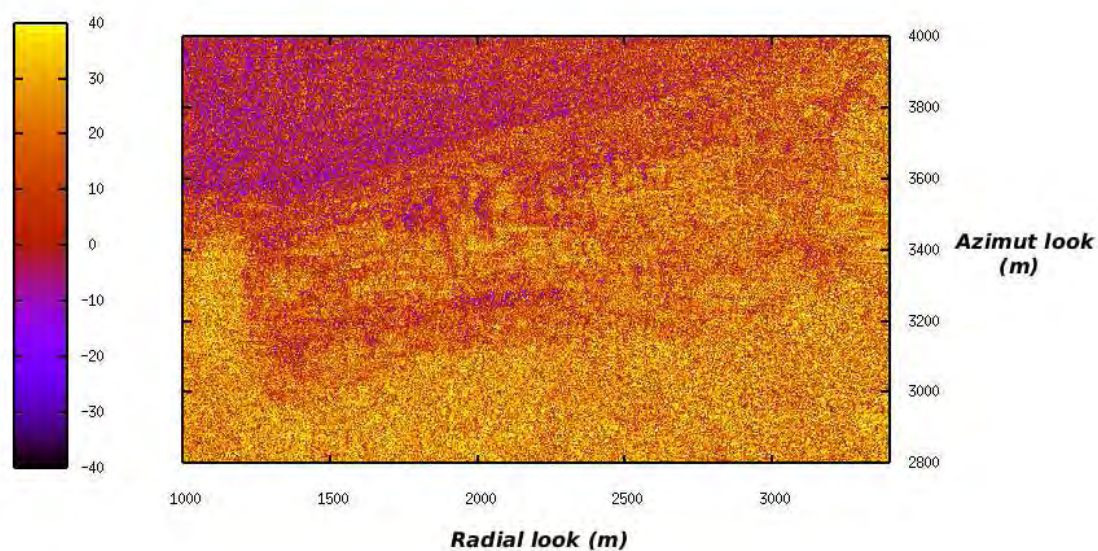


FIG. 4.39 – Cartographie de la différence de phase co-polaire ϕ_{HH-VV} (608P).

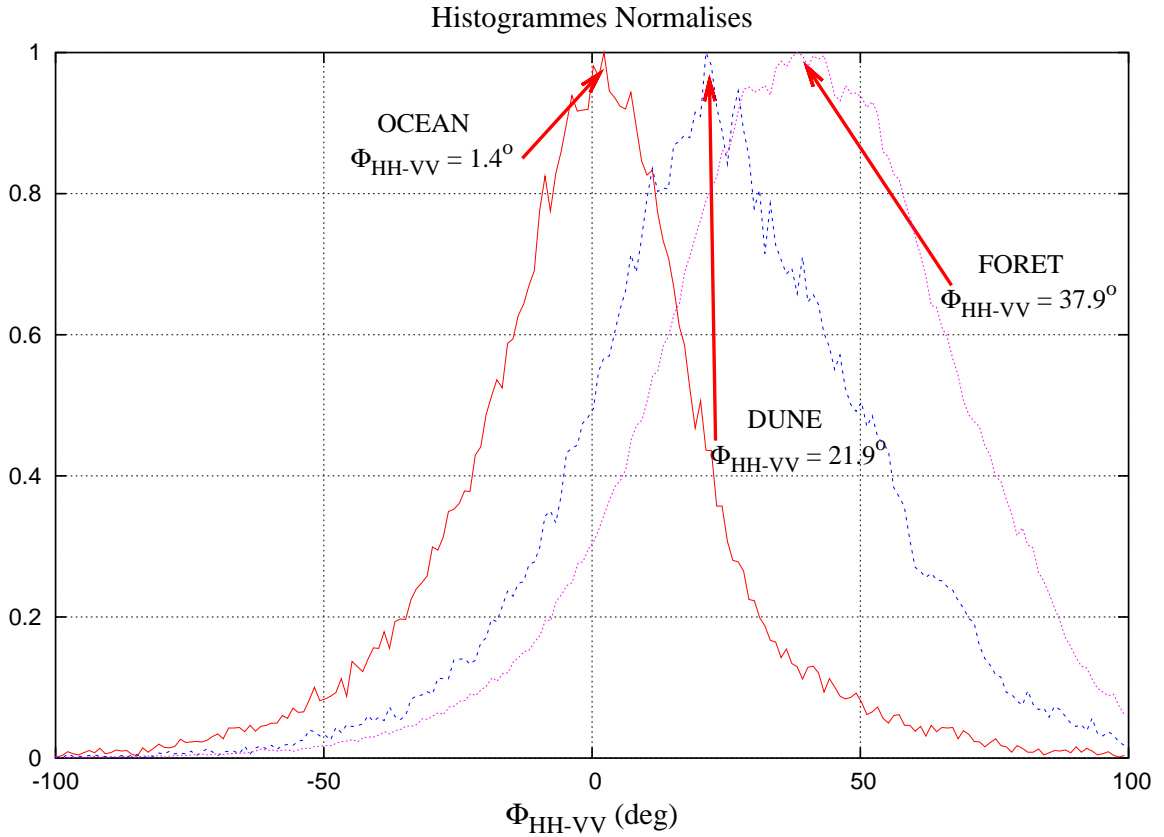


FIG. 4.40 – Histogrammes normalisés des distributions de différence de phase co-polaire sur l’océan, la dune et la forêt (608P). La surface océane présente une distribution gaussienne du déphasage co-polaire centrée sur 1.4° indiquant une très faible dépolarisation associée à un mécanisme de rétrodiffusion par réflexion simple (n’occasionnant pas de déphasage). Par opposition, la surface dunai et la forêt présentent une distribution gaussienne de Φ_{HH-VV} centrée sur 21.9° et 37.9° respectivement, révélant une dépolarisation de l’onde incidente due à un phénomène de diffusion par réflexion multiple.

Bien que la teneur en eau omniprésente sur la dune interdise l’extraction du signal de phase lié au paléosol au moyen des données polarimétriques en bande P, nous avons cependant cherché à déterminer analytiquement les performances d’un système SAR à 430 MHz pour l’extraction de l’information d’humidité de subsurface sous des conditions d’aridité correspondant à celles des acquisitions en bande L. Sur la base des résultats obtenus en section 4.4.3, ces estimations ont été réalisées au moyen d’un modèle analytique de diffusion IEM incluant les termes de diffusion par réflexions simples et multiples. Les résultats sont présentés Figures 4.43 et 4.44. La Figure 4.43 montre un exemple de distribution de la différence de phase copolaire en fonction de l’épaisseur de la couche de sable sec (de permittivité $\epsilon_s = 3.4 - j0.05$) recouvrant le paléosol humide (de permittivité $\epsilon_p = 14 - j1.064$) pour une incidence de 40° et un écart-type des hauteurs de la strate humide fixé à $\sigma_p = 1.6$ cm. On peut remarquer que la différence de phase entre les canaux copolaires HH et VV atteint une valeur moyenne de 29° pour une profondeur de détection

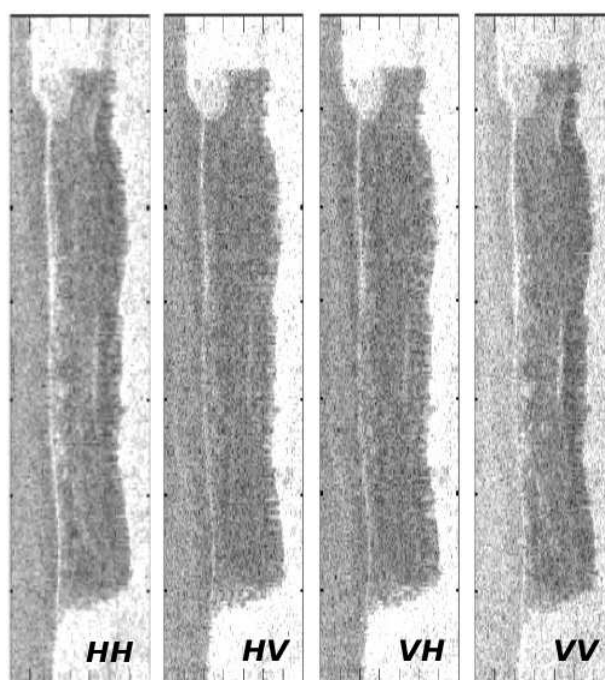


FIG. 4.41 – Polarimétrie radar en bande P sur la dune du Pyla (données RAMSES, vol 613P, orientation NS).

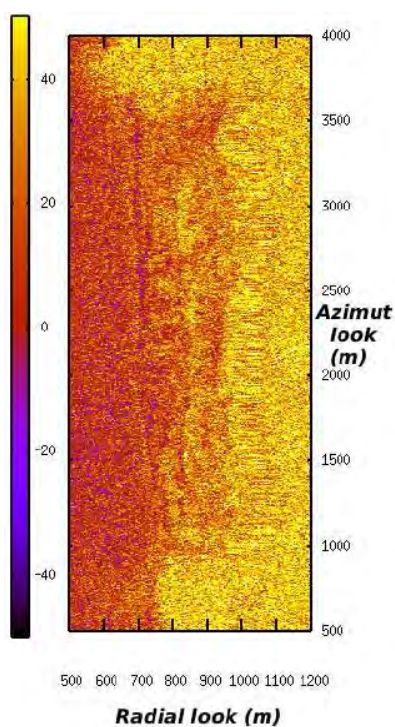


FIG. 4.42 – Cartographie de la différence de phase co-polaire ϕ_{HH-VV} (613P).

d'environ 7.5 m. Sous ces conditions d'aridité, une interface humide devrait, en théorie, être aisément détectable jusqu'à des profondeurs de 8 à 9 mètres en exploitant l'information de phase d'un système SAR en bande P. Il faut cependant tenir compte du fait que la différence de phase copolaire est calculée à partir des coefficients de rétrodiffusion (section 4.3.5). La Figure 4.44 présente les coefficients de rétrodiffusion $\sigma_{pal,pp}^o(\theta)$ de la strate humide en fonction de la profondeur pour les états de polarisation HH et VV. En considérant une dynamique de -30dB pour un système SAR en bande P, les résultats de la Figure 4.44 montrent que le signal de subsurface devrait être détectable jusqu'à une profondeur de 7 m, soit 1.5 m de mieux que les estimations de l'équation 2.54. Ces résultats indiquent qu'un système SAR polarimétrique à 430 MHz pourrait constituer un outil performant pour l'exploration de la subsurface de régions arides, particulièrement pour la détection de structures humides enfouies au moyen de la phase radar, avec des performances de sondage accrues comparativement à la bande L. Compte tenu de la sensibilité plus faible des capteurs bande P aux paramètres de rugosité, due à leur grande longueur d'onde, le couplage entre systèmes SAR en bande L et bande P serait indiqué pour la détection et la caractérisation de structures humides en contexte aride jusqu'à des profondeurs de plusieurs mètres.

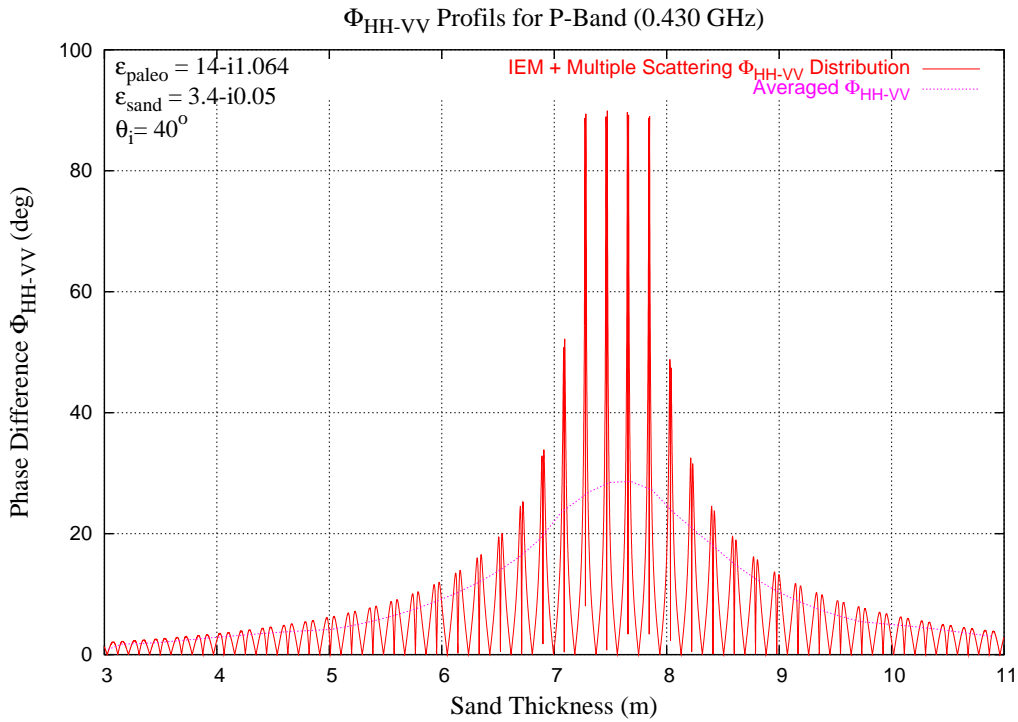


FIG. 4.43 – Distribution de Φ_{HH-VV} (courbe en rouge) dérivée du modèle de diffusion IEM incluant les phénomènes de diffusion par réflexions simples et multiples (section 4.4.3) pour une fréquence de 430 MHz (bande P) et une permittivité du paléosol $\epsilon_p = 14 - j1.064$. La courbe mauve représente la valeur moyenne de Φ_{HH-VV} . Les résultats ont été obtenus pour un écart-type des hauteurs de la strate humide fixé à $\sigma_p = 1.6$ cm, à 40° d'incidence.

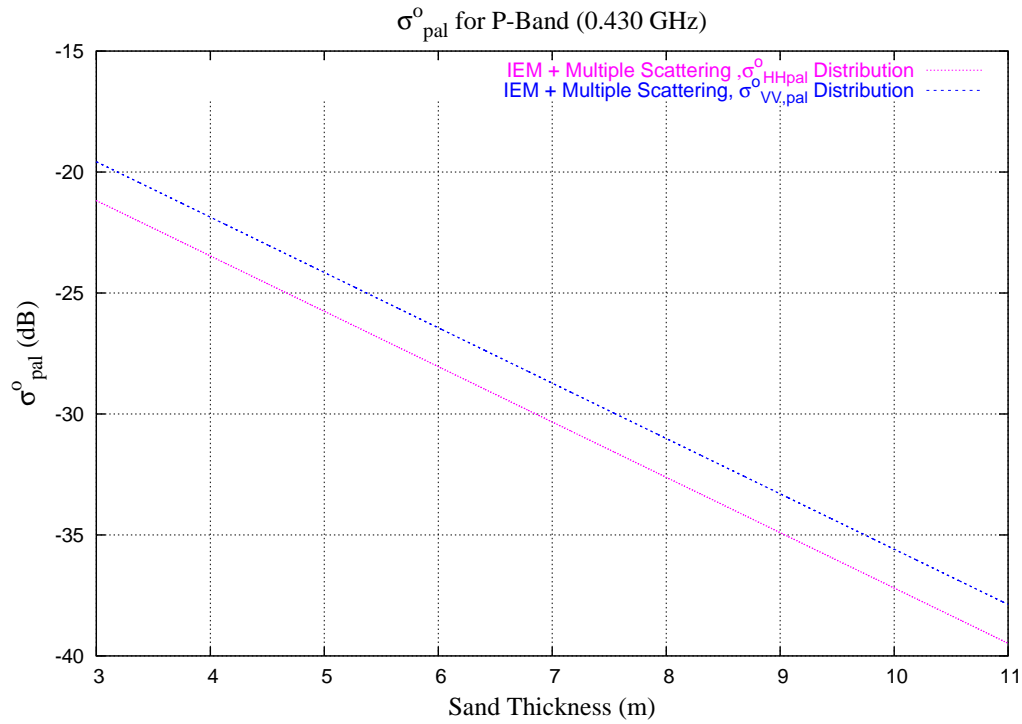


FIG. 4.44 – Coefficients de rétrodiffusion du paléosol $\sigma_{\text{pal},pp}^0(\theta)$ dérivés du modèle de diffusion IEM incluant les phénomènes de diffusion par réflexions simples et multiples (section 4.4.3) pour une fréquence de 430 MHz (bande P) et une permittivité du paléosol $\epsilon_p = 14 - j1.064$. pp dénote les états de polarisation HH et VV. Les résultats ont été obtenus pour un écart-type des hauteurs de la strate humide fixé à $\sigma_p = 1.6$ cm, à 40° d'incidence.

Chapitre 5

Cartographie de la paléo-hydrologie en Mauritanie

Au cours des chapitres précédents, nous avons montré que l'instrument SAR est parfaitement adapté à l'étude des sous-sols en termes de pénétration, d'identification et de cartographie des structures enfouies. Dans le cadre du Pyla notamment, l'analyse polarimétrique de données SAR a favorisé la détection de couches humides de subsurface jusqu'à des profondeurs de quelques mètres. Dans ce cas précis, les performances de sondage atteintes étant dues à la présence en surface de matériaux secs à faibles pertes (et donc transparents aux micro-ondes), on comprend alors le potentiel que présente la télédétection radar dans l'exploration des pays arides pour lesquels l'aménagement des espaces désertiques constitue l'une des principales préoccupations. L'utilisation et la gestion des ressources en eau y jouent un rôle majeur du point de vue de l'aménagement du territoire et du développement de l'urbanisme, étroitement liés au caractère cultivable des régions considérées. Dans ce sens, la prospection des ressources naturelles et la compréhension du cycle hydrique, indispensables à une bonne gestion des ressources, passent inévitablement par la cartographie des structures géologiques. L'utilisation de l'imagerie radar fournit ainsi des informations précieuses pour les études géologiques des sols.

Le cadre géologique général des régions désertiques sahariennes fait apparaître une couche de sable superficielle déposée par activité éolienne et reposant sur une roche mère (granite, grès ou gneiss) façonnée par le temps. En effet, l'histoire de ces régions hyper-arides nous indique qu'elles n'ont pas toujours été aussi sèches et ont connu des épisodes hydrogéologiques, comme en témoigne la présence de paléo-chenaux et autres structures de drainage, creusés à même la roche et aujourd'hui recouverts d'un dépôt régulier de sable provenant de l'érosion éolienne des massifs environnants [McCauley *et al.*, 1986]. Il en résulte des structures géologiques enfouies ou des réseaux hydrographiques fossiles alluvionnés [Farr *et al.*, 1986; Schaber *et al.*, 1986; 1997; Paillou *et al.*, 2003a; Grandjean *et al.*, 2005] dont les caractéristiques diélectriques et les propriétés de rugosité occasionnent une interface franche, favorable à la réflexion des ondes radar. Par leur configuration géologique, ces régions constituent des sites favorables à l'étude et au développement de techniques et de méthodes d'exploration des subsurfaces arides avec l'outil radar. Notons que les structures enfouies n'étant pas des sous-couches humides, comme dans le cas du Pyla, on étudie ici le potentiel de l'imagerie radar pour renseigner sur la lithologie et la géomorphologie, pour

une configuration terrain considérant des interfaces géologiques rugueuses.

Le site test retenu dans nos travaux se situe dans la région d'Akjoujt dans le Nord de la Mauritanie. Trois zones représentatives ont été sélectionnées pour évaluer le potentiel d'une méthode innovante consistant à combiner deux systèmes d'acquisition radar à savoir le SAR et le GPR (de l'anglais Ground Penetrating Radar) dans le but d'aider et d'optimiser l'interprétation géologique des données radar. Le SAR étant embarqué en orbite, il permet la caractérisation de surfaces étendues et favorise une interprétation des données à grande échelle. Les mesures GPR quant à elles sont destinées à une étude précise et locale de la structure du sous-sol. Elles renseignent sur la géométrie de la subsurface et sur les hétérogénéités diélectriques relatives aux réflecteurs enfouis. Bien que locales, ces données peuvent être utilisées comme paramètres d'entrée à la modélisation des données SAR. La complémentarité des ces deux techniques permet ainsi d'affiner l'interprétation géologique en faisant l'hypothèse de stationnarité de la zone d'intérêt. Cette méthode a déjà été éprouvée et validée pour la région de Bir Safsaf en Egypte [Paillou *et al.*, 2003a], dans la région d'Assal en République de Djibouti [Paillou *et al.*, 2001a] et sur la dune du Pyla [Grandjean *et al.*, 2001].

5.1 Description du site d'étude

5.1.1 Contexte géologique régional

Le paysage mauritanien se caractérise par de vastes plaines sahéliennes et sahariennes aux grandes étendues dunaires ainsi que par des plateaux de grès généralement peu élevés. Par sa diversité géologique, la Mauritanie peut être décomposée en 4 grands ensembles géologiques comme l'illustre la Figure 5.1.

Dans le Nord de la Mauritanie s'étend le *Bouclier de Reguibat*. Il s'agit d'un socle cristallin précambrien se prolongeant sous des bassins sédimentaires stables et peu profonds. Associé au Bouclier de Léo en Libéria et en Sierra Leone, il constitue le *Craton Ouest Africain*. Le Bouclier de Reguibat, perpendiculaire aux grandes directions du socle Ouest Africain, se divise en deux parties principales : la partie Ouest et le centre sont majoritairement constitués de granites et de gneiss migmatitiques (mélange de roches de type granite et de gneiss). La partie Est de la dorsale quant à elle est intensément plissée et se compose essentiellement de schistes et de grauwackes (roches stratifiées détritiques).

Plus à l'Est du pays se trouve le plus grand bassin sédimentaire d'Afrique : le *Bassin de Taoudeni*. Cette formation intracratonique recouvre le Sud et l'Est de la Mauritanie sur une superficie de 500.000 km². Le secteur mauritanien de ce bassin est bordé à l'Ouest par la *Ceinture des Mauritanides*, la dorsale de Reguibat au Nord et la dorsale de Léo au Sud. Il est constitué de roches néoprotozoïques à paléozoïques (sédiments dévonien) peu déformées recouvrant la partie centrale du Craton. Cette structure géologique semble avoir été formée en réponse à l'orogénèse (processus de formation de relief) Pan-Africaine (500-580 Ma, Cambrien), événement tectonométamorphique majeur marqué par un raccourcissement Est-Ouest.

Le bassin méso-cénozoïque sénégal-mauritanien est le plus occidental du littoral Ouest Africain. Dans sa partie mauritanienne, ce bassin sédimentaire marginal ou *Bassin Cô-*



FIG. 5.1 – La Mauritanie se décompose en quatre grandes entités géologiques : Le Bouclier de Reguibat, le Bassin de Taoudeni, le Bassin Côtier et la Chaîne des Mauritanides.

tier possède une forme triangulaire et couvre le tiers de la surface totale du bassin de l'Atlantique à la Chaîne des Mauritanides, soit 100.000 km². Il présente une structure monoclinale avec un pendage des couches orienté vers l'océan et un épaississement des couches sédimentaires dans la même direction. La particularité de ce bassin vient des grandes nappes aquifères qu'il recèle (Trarza, Amedhert, Brakna).

Séparant le Bassin Côtier et le Bassin de Taoudeni, la *Ceinture des Mauritanides* s'étend sur 1500 km en bordure du Craton Ouest Africain, de la dorsale de Reguibat à la Guinée. La chaîne des Mauritanides est essentiellement composée de sédiments fortement plissés, tectonisés et de roches métamorphiques et magmatiques (granites, schistes, quartzites) d'âges précambrien à cambro-ordovicien. Cette formation géologique résulte d'une succession d'évènements conduisant à la formation de relief (polyorogénique) comprenant un évènement précambrien tardif (Pan Africain), un évènement ordovicien-silurien (Calédonien) et un dernier processus dévonien-permien (Hercynien). Dans les reliefs isolés, on retrouve des terrains cristallins, métamorphiques et sédimentaires du précambrien.

5.1.2 Localisation des zones d'intérêt

Le site d'étude retenu pour nos travaux se situe dans la région d'Akjoujt (cf. Figure 5.2). Cette zone se caractérise par de vastes espaces dunaires très secs, et donc transparents aux micro-ondes, ainsi que par des structures affleurantes ou enfouies taillées dans la roche mère (substratum). Cette configuration en fait un site propice à l'étude du potentiel de l'imagerie radar pour l'exploration géologique. Comparée aux images optiques

(ASTER, LANDSAT7), l'analyse polarimétrique des données issues du capteur SIR-C/X-SAR montre l'apport de l'imagerie radar pour la détection des structures géologiques de surface (filons, dykes de dolérite) ainsi que pour la cartographie de la paléo-hydrologie de la proche subsurface.



FIG. 5.2 – Localisation du site d'étude dans la région d'Akjoujt (Mauritanie).

Trois sites représentatifs ont été sélectionnés pour étudier l'efficacité du radar à scruter le sous-sol en contexte aride. Ils sont situés dans la partie Sud-Ouest du Bouclier de Reguibat, à la frontière avec les unités tectoniques de la Ceinture des Mauritanides.

Le premier site est localisé dans l'extrémité Sud de l'Amsaga (socle cristallin précambrien entre Akjoujt et Atar) où le substratum d'âge archéen est composé de granites et de gneiss migmatitiques. Cet encaissant est recoupé par des lames épaisses de roches magmatiques doléritiques (filons, dykes) d'âges variés (paléoprotérozoïque, mésoptérozoïque, néoprotérozoïque et mésozoïque) [Baghdadi et al., 2005; Grandjean et al., 2005]. Le second site d'intérêt se trouve dans les formations sédimentaires cambro-ordovicienne au niveau d'un contact tectonique orienté E.SE - O.NO correspondant à la limite entre le plateau de Reguibat (autochtone¹) et la Chaîne des Mauritanides (allochtone²). Le troisième site correspond à un environnement d'oued partiellement recouvert de sable et se situe à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest du second site.

1. *Autochtone* : caractérise les terrains qui n'ont pas été sensiblement déplacés par des mouvements tectoniques depuis leur formation. Notamment, ils n'ont pas été déplacés d'un substratum sur un autre. Ces terrains *stables* servent généralement de référence pour caractériser le mouvement relatif d'autres terrains qui par rapport à eux sont *allochtones*.

2. *Allochtone* : par opposition à autochtone, désigne les terrains déplacés d'un substratum vers un autre par l'effet d'un processus tectonique.

5.2 Données polarimétriques SIR-C/X-SAR

5.2.1 Description du capteur SIR-C/X-SAR

Le capteur Shuttle Imaging Radar C-Band / X-Band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR) est un radar spatial développé conjointement par la NASA, le JPL, les agences spatiales allemande (DLR) et italienne (ASI). Cette expérience fait suite au programme SIR de la NASA qui a débuté en 1978 avec le radar à ouverture de synthèse de SEASAT puis avec les missions SIR-A (1981, navette Columbia) et SIR-B (1984, navette Challenger). Quant au système radar embarqué SIR-C/X-SAR, celui-ci a volé à deux reprises à bord de la navette Endeavour en 1994.

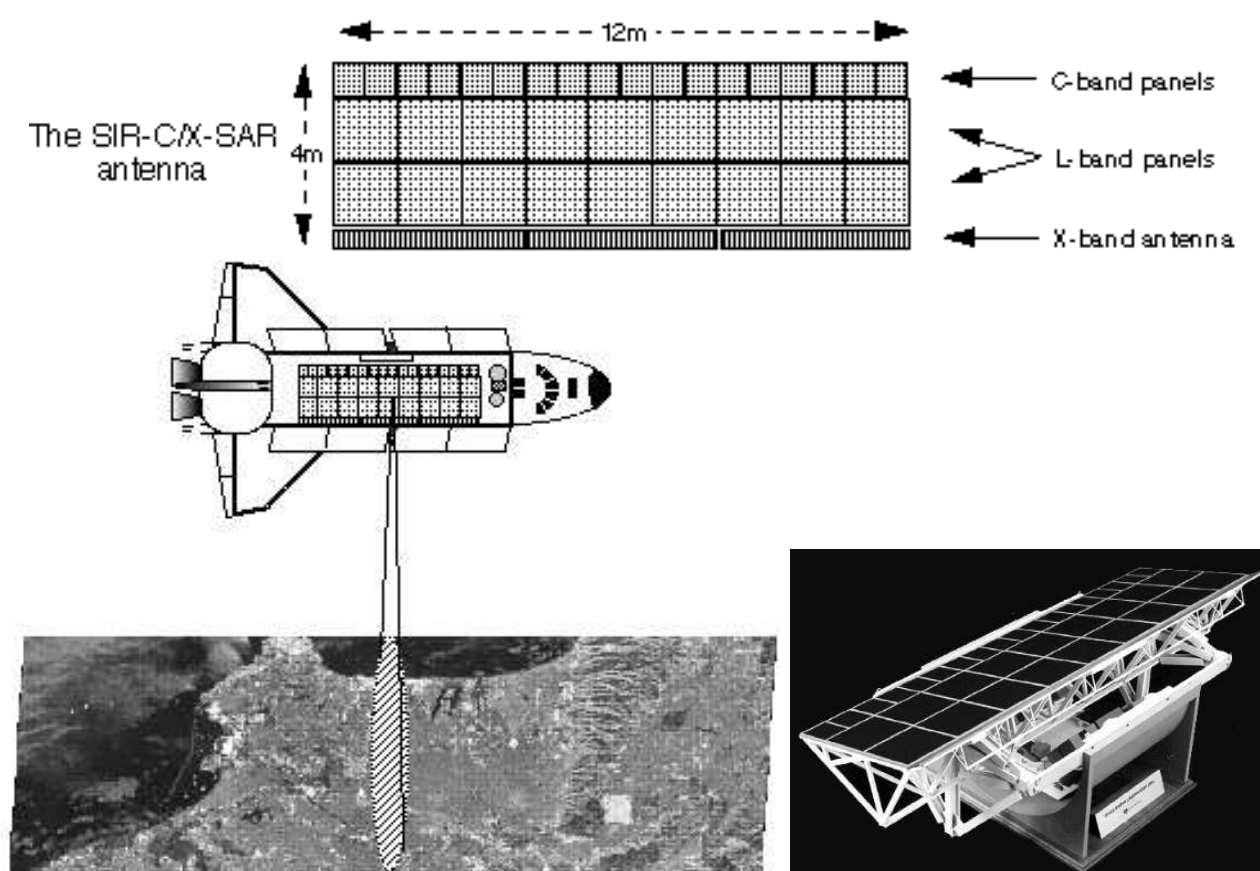


FIG. 5.3 – Description et principe de fonctionnement du capteur SIR-C/X-SAR (JPL/NASA).

Cette mission était dédiée à l'étude de l'environnement terrestre. Les images radar, acquises pour différentes polarisations et longueurs d'onde, devaient aider à la compréhension des processus physiques affectant l'environnement comme la déforestation en Amazonie, la désertification du Sud-Sahara, l'activité tectonique et volcanique ou encore le pouvoir de rétention en eau des sols.

Pour ce faire, l'antenne de SIR-C/X-SAR consistait en trois antennes individuelles opérant à des fréquences différentes (bandes L, C et X) et permettant d'imager simultanément

une même zone aux trois longueurs d'onde (cf. Figure 5.3). Les antennes bandes L et C, développées par le JPL, étaient constituées d'une matrice de cellules émettrices et contrôlables individuellement. Ces antennes étaient équipées de la technologie dite de *phase array* qui permettait un ajustement électronique de l'angle d'incidence pour chaque cellule. Concernant l'antenne bande X opérée par la DLR et l'ASI, celle-ci était orientée mécaniquement.

Les antennes C et L émettaient et recevaient dans les deux polarisations horizontale et verticale autorisant les images d'amplitude du signal rétrodiffusé pour les quatre combinaisons polarimétriques (HH, HV, VH et VV), tout en enregistrant l'information de phase relative entre les modes co-polaires et contra-polaires. Cette technique rend possible la décomposition polarimétrique de la matrice de diffusion d'une zone pixel par pixel. Comme nous l'avons mentionné au chapitre 2, l'analyse polarimétrique de ces données offre des informations précieuses sur la géométrie de surface, la couverture végétale et les hétérogénéités du sous-sol via les mécanismes de rétrodiffusion mis en jeu. Le capteur bande X, quant à lui, ne fonctionnait qu'en polarisation VV. De plus, l'efficacité du processus de rétrodiffusion étant plus importante pour des rugosités de surface proches de la longueur d'onde, le caractère multi-fréquence du radar SIR-C/X-SAR permettait une analyse plus détaillée de la dimension des rugosités rencontrées. Les principales caractéristiques du système sont reportées dans les tableaux 5.1 et 5.2.

Paramètres	Bande L	Bande C	Bande X
Longueur d'onde λ (m)	0.235	0.058	0.031
Fréquence ν (GHz)	1.3	5.2	9.7
Largeur de fauchée (km)	15 à 90	15 à 90	15 à 40
Durée du pulse (μs)	33.8, 16.9, 8.5	33.8, 16.9, 8.5	40
Full Polar	oui	oui	VV

TAB. 5.1 – *Caractéristiques du radar SIR-C/X-SAR (JPL/NASA)*

Altitude orbitale	225 km
Résolution au sol	30 m \times 30 m
Angle de visée depuis le nadir	17° à 63°
Largeur de bande	10, 20 et 40 MHz
PRF (s^{-1})	1395 à 1736
Masse totale	11t

TAB. 5.2 – *Paramètres du radar SIR-C/X-SAR (JPL/NASA)*

5.2.2 Données

Les Figures 5.4 à 5.7 montrent les données satellites disponibles de la région d'Akjoujt : images optiques classiques (ASTER, LANDSAT7) et images radar acquises aux trois longueurs d'onde : 23 cm (SIR-C, bande L), 6 cm (SIR-C, bande C) et 3 cm (X-SAR, bande X) et pour une incidence de 36°. Quatre polarisations sont disponibles : *HH* pour

la bande C, HH et HV pour la bande L et VV pour la bande X. Les images optiques proviennent du capteur ASTER pour 14 bandes spectrales (2 visible, 1 proche infrarouge, 6 moyen infrarouge et 5 infrarouge thermique). Les images radar ont fait l'objet d'une calibration radiométrique consistant à transformer l'amplitude du signal pour en extraire les coefficients de rétrodiffusion σ_{pq} . Elles ont également été seuillées pour mettre en évidence les structures subsurfaciques et géocodées dans le système géodésique UTM à l'aide de cartes topographiques et de coordonnées GPS collectées *in situ* pour faciliter le repérage des zones d'étude sur le terrain. Enfin, une campagne terrain, financée par le PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale) et conduite par le BRGM, a été réalisée en Octobre 2003 sur les trois sites sélectionnés pour valider et étalonner les données satellitaires dans le but d'aider à l'interprétation géologique et à l'inversion des paramètres terrain.

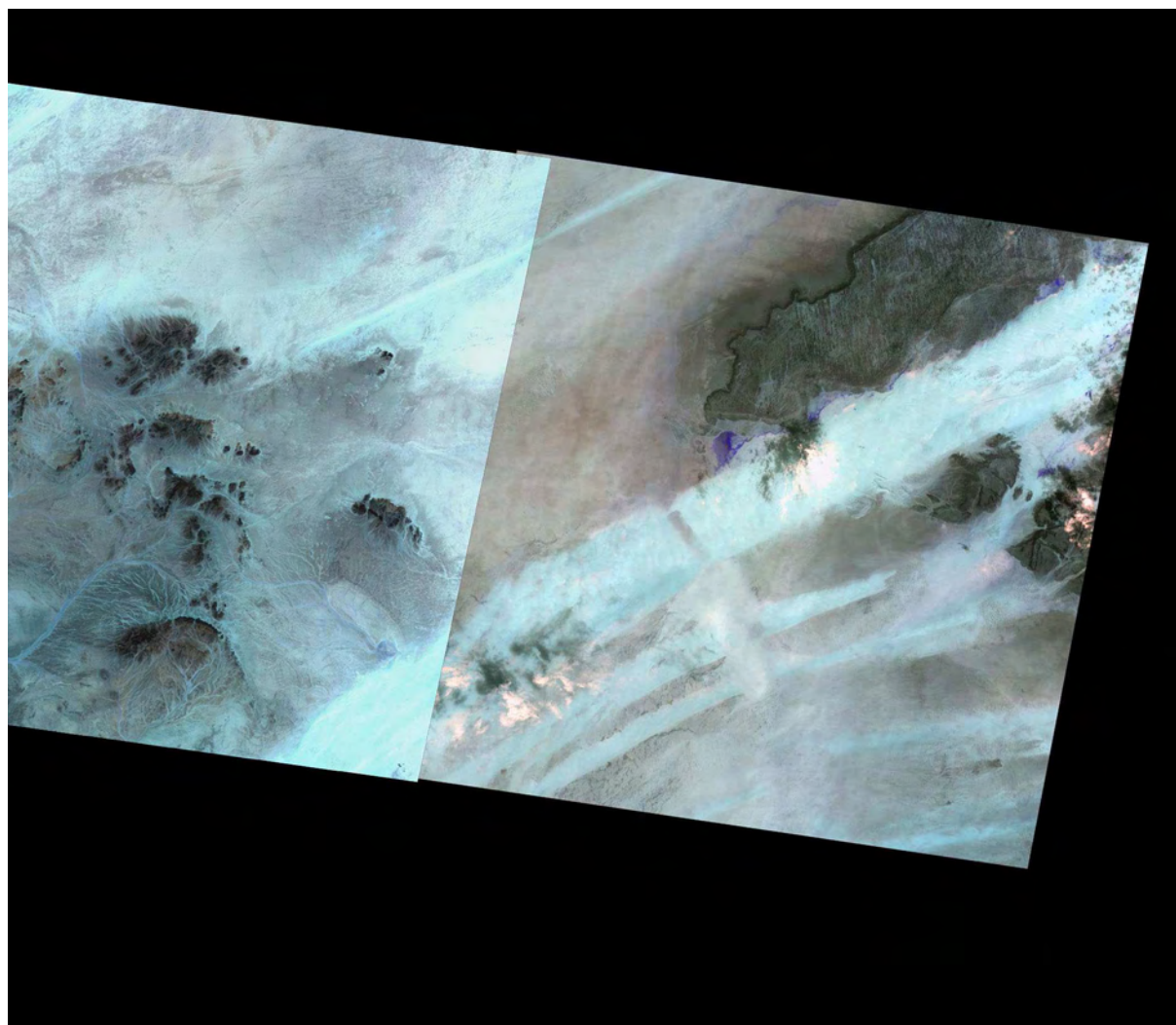


FIG. 5.4 – Image optique de la région d'Akjoujt provenant du satellite optique ASTER. La résolution est de 50 m au sol. Cette image est une composition de 14 bandes spectrales dans le visible, proche infrarouge, moyen infrarouge et infrarouge thermique.



FIG. 5.5 – Image optique de la région d'Akjoujt provenant du satellite optique *LANDSAT7*. La résolution est de 30 m au sol.

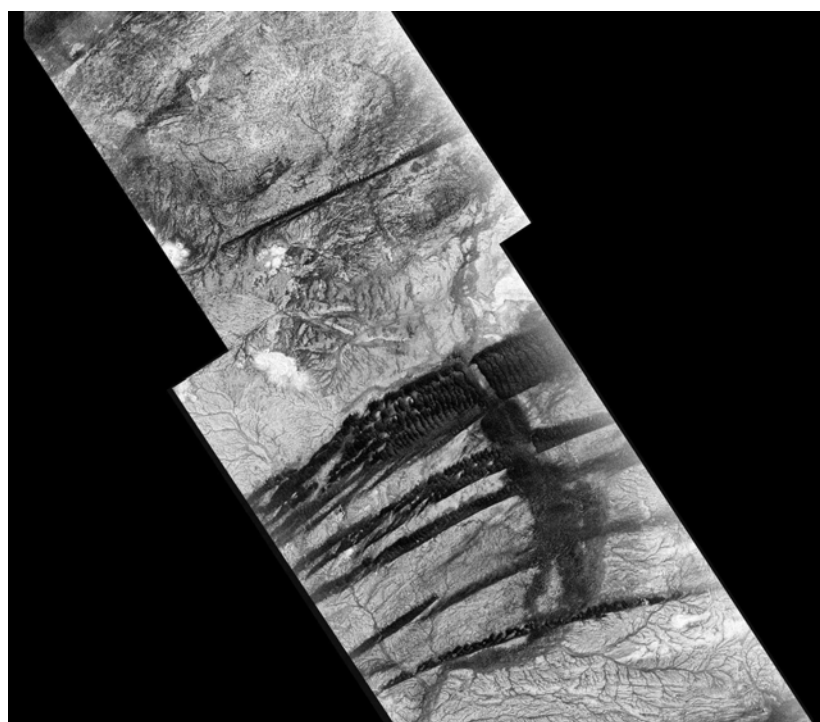


FIG. 5.6 – Image radar de la région d'Akjoujt provenant du capteur *X-SAR* (polarisation *VV*). La résolution est de 50 m.

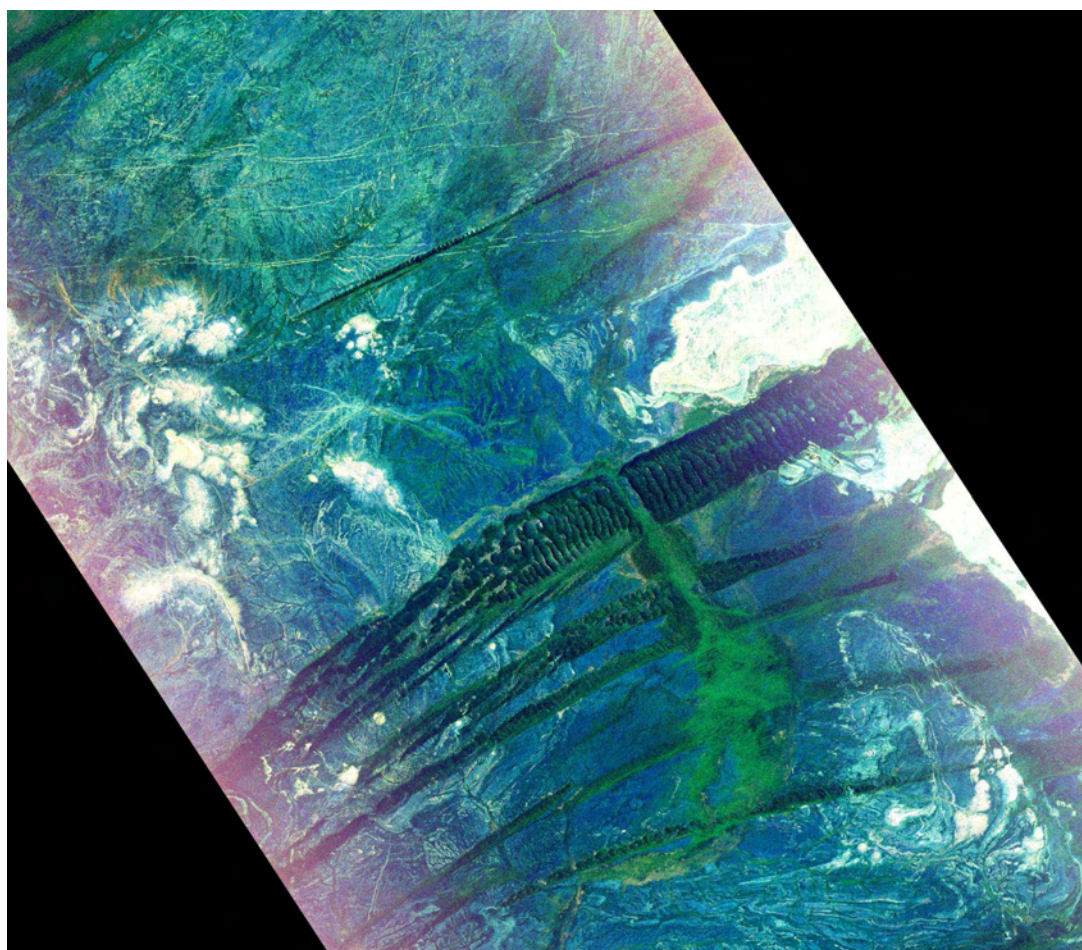


FIG. 5.7 – Image radar de la région d'Akjoujt provenant du capteur SIR-C (bande C et L). La résolution est de 50 m. Cette image est une composition trichromique (Rouge : polarisation HH bande C, Vert : polarisation HH bande L et Bleu : polarisation HV bande L).

5.2.3 Analyse radiométrique

Site 1

Le premier site d'étude est caractérisé par des structures géologiques de nature filonienne (dykes de dolérite). Ces formations linéaires de surface (repérées par les flèches rouges sur l'image SIR-C de la Figure 5.8) sont partiellement recouvertes de sable ce qui, compte tenu de la résolution des capteurs optiques, les rend difficilement détectables sur les images visibles (ASTER). Au contraire, la signature des dykes est clairement identifiable sur la composition trichromique SIR-C (bi-fréquence et multi-polarimétrique). Comparées à la très faible dynamique du signal sur l'image X-SAR, ces données renseignent sur les dimensions des irrégularités de surface rencontrées. L'efficacité de la rétrodiffusion étant optimisée pour des rugosités proches de la longueur d'onde, la forte signature des filons observée sur la composition SIR-C (bandes C et L) indique une rugosité de surface im-

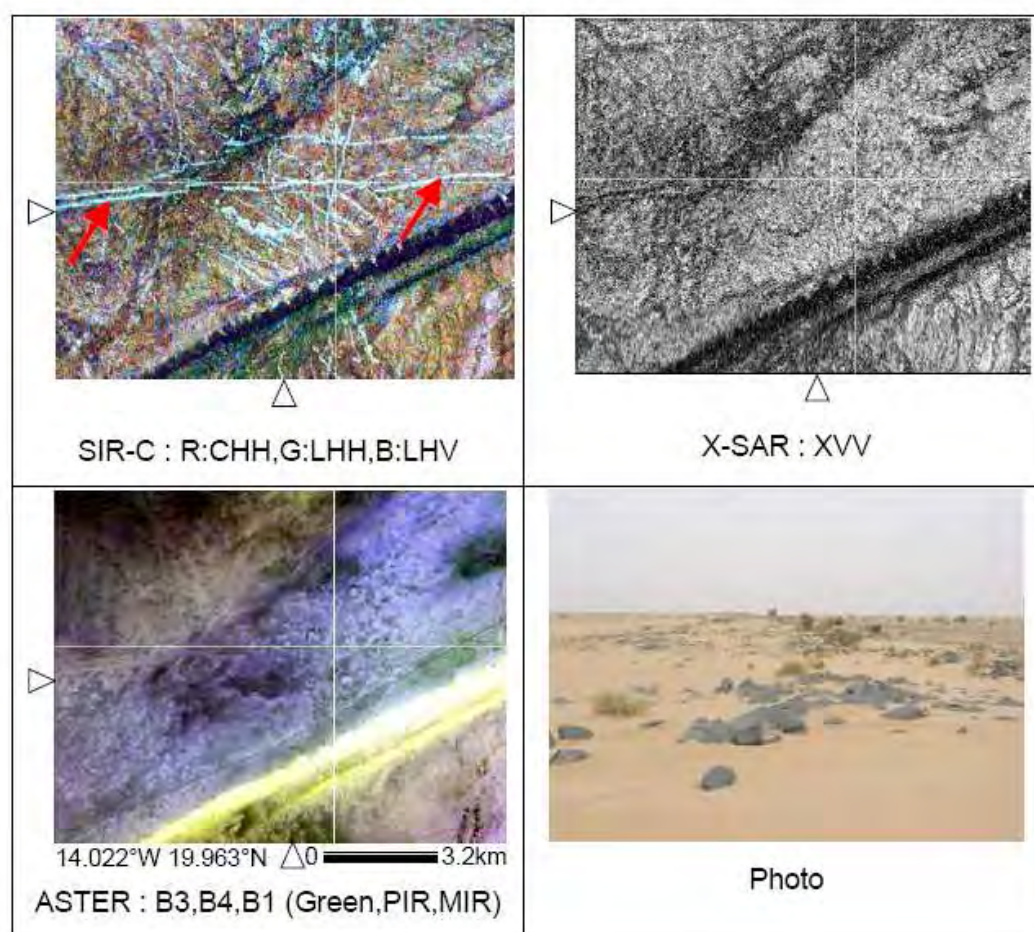


FIG. 5.8 – Comparaison entre les données SIR-C, X-SAR et ASTER du site 1 [Baghdadi et al., 2005; Grandjean et al., 2005].

portante (présence de cailloux, micro-relief). De plus, la composition trichromique révèle que le signal rétrodiffusé par les structures filoniennes apparaît plus fortement pour les canaux HH et HV en bande L qu'en bande C. La rétrodiffusion semble donc plus sensible à la bande L ($\lambda = 23$ cm) qu'à la bande C ($\lambda = 6$ cm) ce qui signifie que la dimension des irrégularités de surface est plus proche de la vingtaine de centimètres que du centimètre. L'absence de signature sur les données X-SAR (bande X, $\lambda = 3$ cm) et les observations menées sur le terrain (Photo) confirment ces résultats. Ainsi, l'imagerie radar montre un potentiel important pour la cartographie de structures géologiques de surface caractérisées par une forte rugosité pour les bandes C et L comparativement aux systèmes optiques classiques. Notons enfin que la structure qui apparaît sombre sur les images radar et brillante en visible indique un mécanisme de réflexion spéculaire ne renvoyant aucun signal vers l'antenne (pas de rétrodiffusion) ce qui correspond à la présence d'une surface dunaire lisse et absorbante. Ainsi, bien que détectables sur les images visibles, ces épaisses formations dunaires sont également identifiables en imagerie radar.

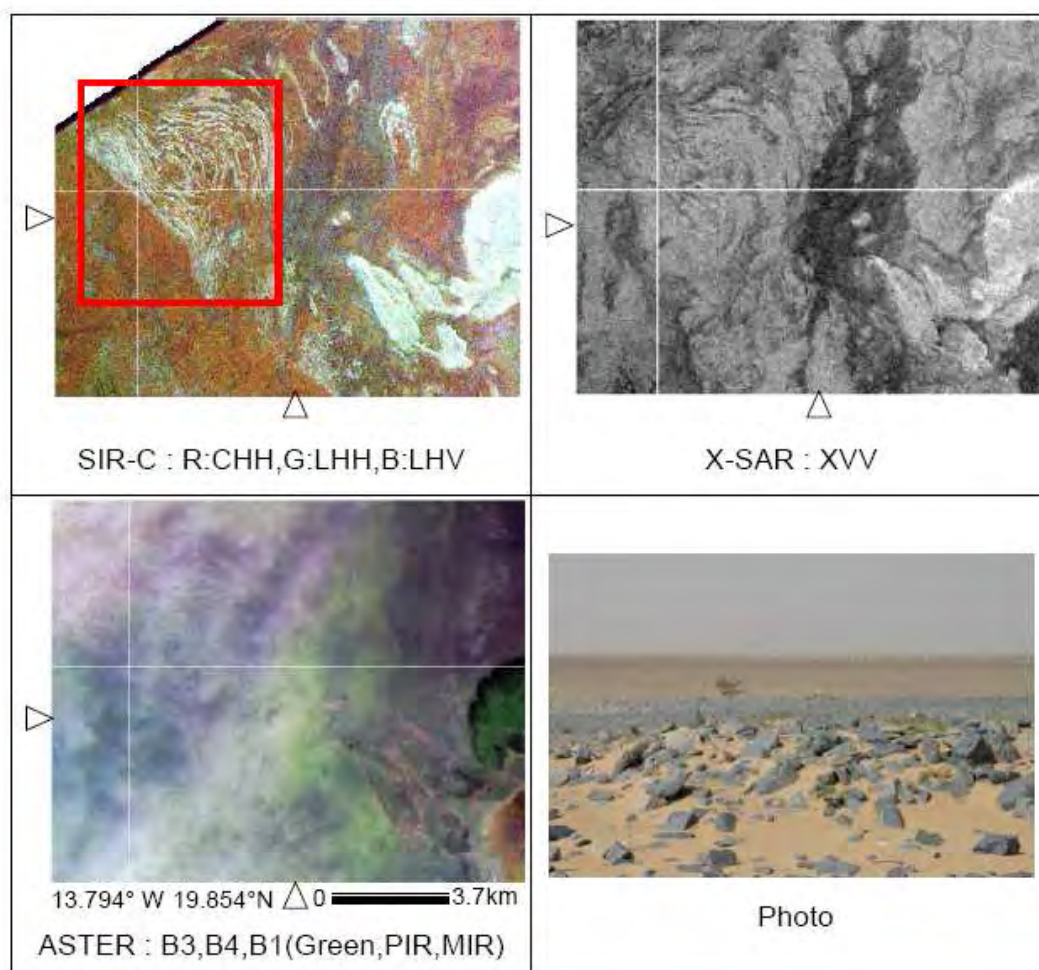
Site 2

FIG. 5.9 – Comparaison entre les données SIR-C, X-SAR et ASTER du site 2 [Baghdadi et al., 2005; Grandjean et al., 2005].

Le deuxième site d'étude est caractérisé par des structures géologiques circulaires affleurantes de nature lithologique (plis érodés, cf. Figure 5.9). Tout comme le site 1, celui-ci a été sélectionné pour ses intérêts géologiques et cartographiques. Les analyses radiométriques précédentes sont également valables ici. Sur l'image SIR-C, on observe une forte signature des affleurements circulaires (encadré rouge) pour les polarisations HH et HV de la bande L. Ces résultats indiquent une rugosité de surface importante due à la présence de roches de taille décimétrique en surface comme le confirment les observations réalisées *in situ* (Photo). Compte tenu de la dimension des irrégularités rencontrées, la bande X n'est pas adaptée à la détection et la cartographie de telles formations, avec une très faible dynamique du signal rétrodiffusé. Par ailleurs, la composition trichromique SIR-C indique que le signal rétrodiffusé par les structures circulaires semble indépendant de la polarisation (HH ou HV). Le mode co-polaire mesurant toutes les composantes de diffusion

(surfacique, subsurfacique et volumique) et le mode contra-polaire comprenant surtout les termes volumique et subsurfacique (cf. section 4.2), cette insensibilité à la polarisation peut être interprétée par le caractère partiellement enfoui des affleurements, visible sur le terrain. Ainsi, au signal de surface vient s'ajouter un signal provenant de la proche subsurface, ce qui rend ces formations géologiques aisément détectables pour les données bande L. Ces structures présentent également un fort contraste avec l'environnement dans lequel elles se trouvent. Comparativement aux canaux HH et HV bande L de la composition SIR-C, la forte contribution observée pour la polarisation HH de la bande C indique une rugosité environnante plus faible (de l'ordre du centimètre) contrastant avec celle des structures géologiques étudiées. Ce résultat est confirmé par la forte dynamique observable sur les données X-SAR plus sensibles aux rugosités de surface centimétriques en raison de leur faible longueur d'onde ($\lambda = 3$ cm). Cet exemple illustre la capacité des techniques radar pour la détection et la cartographie géologique de surface en contexte aride, là où les capteurs optiques classiques s'avèrent insuffisants.

Site 3

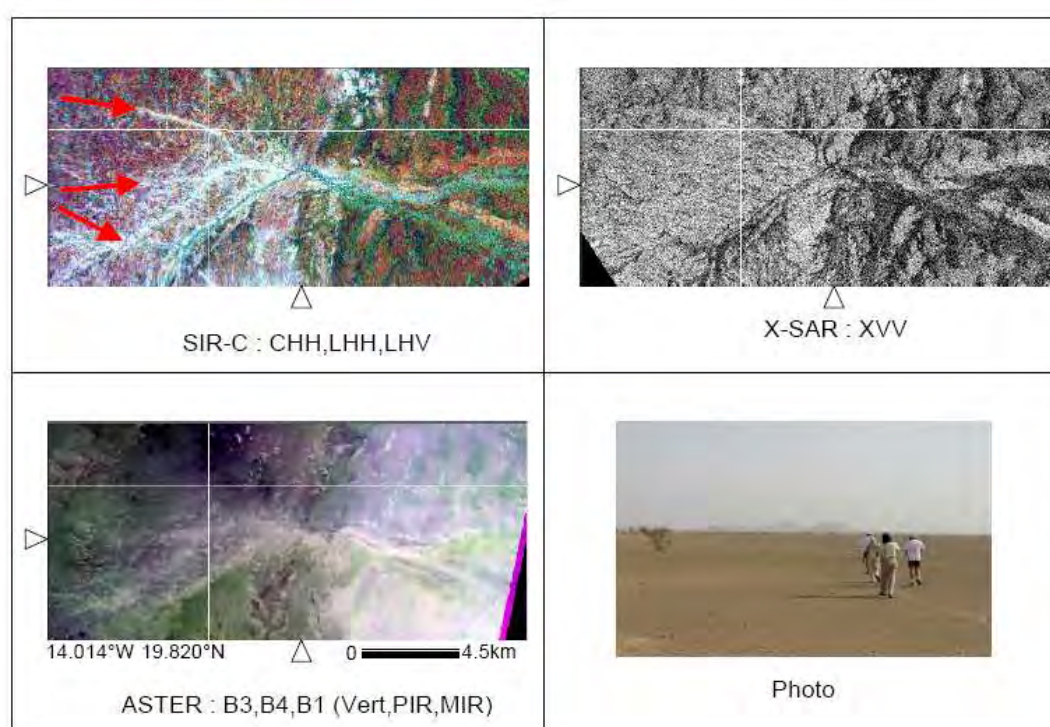


FIG. 5.10 – Comparaison entre les données SIR-C, X-SAR et ASTER du site 3 [Baghdadi et al., 2005; Grandjean et al., 2005].

Le site 3 (Figure 5.10) correspond à un lit de rivière asséchée situé à 36 km au Nord-Est d'Akjoujt, à proximité de la séparation entre l'Inchiri et l'Adrar. Sur la composition SIR-C, on peut observer une très forte rétrodiffusion qui, contrairement aux cas

précédents, ne provient pas d'un phénomène de rugosité de surface. En effet, l'absence de signature en visible (ASTER) des chenaux considérés (repérés par les flèches) et les différentes observations menées sur le terrain (Photo), font état d'une surface très lisse recouverte de sable fin et sec, favorable à la pénétration des ondes radar et donc à leur interaction avec des structures enfouies. Ainsi, l'origine du fort signal rétrodiffusé observé doit-elle être recherchée dans le sous-sol comme la combinaison des effets de rugosité et de diffusion volumique due à la présence d'hétérogénéités diélectriques en subsurface. L'étude de la composition trichromique montre une forte contribution des polarisations HH et HV en bande L au niveau des oueds uniquement. Ce résultat peut être interprété comme les contributions conjuguées d'une rugosité décimétrique sub-affleurante et d'une diffusion de volume générées par la présence d'alluvions et de graviers déposés suite à l'assèchement de la rivière. Par ailleurs, la forte contribution de la polarisation HH de la bande C indique une rugosité plus faible qui, compte tenu de l'état de surface, suggère la présence d'une granulométrie centimétrique à une profondeur correspondant à la capacité de pénétration de la bande C ($\delta_p \approx 33$ cm pour une permittivité mesurée de la couche superficielle de sable de $\epsilon_s = 2.95 - 0.05j$). L'image X-SAR apporte un argument en faveur de ce résultat. En effet, on peut observer une dynamique importante du signal rétrodiffusé en bande X. Étant donné la sensibilité de la bande X à des rugosités centimétriques, l'image X-SAR confirme la présence d'une granulométrie de l'ordre du centimètre à une profondeur correspondant à la profondeur de pénétration de la bande X soit $\delta_p \approx 16$ cm pour le milieu considéré. De plus, l'absence de signature en bandes C et X au niveau des oueds renforce l'hypothèse de la présence d'alluvions et de graviers de taille décimétrique et suggère leur présence à une profondeur supérieure à leur capacité de pénétration (>30 cm).

La validation de l'origine subsurfacique de la rétrodiffusion a été effectuée au moyen d'un radar géologique GPR dont le principe de fonctionnement sera décrit ultérieurement. Le GPR est un outil d'exploration locale permettant de cartographier précisément la structure fine du sous-sol et de détecter localement des structures enfouies. La technique de validation consiste à corréler la puissance réfléchie P_w calculée à partir de la section géoradar au coefficient de rétrodiffusion σ^o de l'image radar [Paillou *et al.*, 2003a]. La Figure 5.11 illustre la comparaison entre ces deux paramètres. La réflectivité P_w est calculée à partir de profils GPR réalisés en bande L [Baghdadi *et al.*, 2005; Grandjean *et al.*, 2005]. Le coefficient de corrélation σ^o , correspondant à la puissance totale rétrodiffusée, est extrait de l'image SIR-C en bande L-HH. Ces deux paramètres présentant un degré de corrélation important, ils confirment que l'origine de la rétrodiffusion provient des 50 premiers centimètres sous la surface, comme indiqué par les profils GPR.

Cette hypothèse a également été vérifiée localement par l'analyse des types de dépôts présents. Les études menées sur le terrain montrent que sous une couche de sable éolien de quelques centimètres (5 à 7 cm), on trouve une matrice argileuse contenant des grains de carbonate de taille millimétrique à centimétrique. À l'endroit où le maximum de la rétrodiffusion est observé (oued), on retrouve une configuration similaire avec une couche de sable de 10 à 15 cm d'épaisseur sous laquelle repose une matrice de dépôts argileux d'une épaisseur de l'ordre de 30 cm et contenant des grains de carbonate de taille variant entre quelques millimètres et 1 centimètre. La prospection au niveau de l'oued révèle également la présence en profondeur (45 à 65 cm) de blocs de carbonate, de taille atteignant les 10 cm (cf. Figure 5.12), responsables du fort signal rétrodiffusé observé.

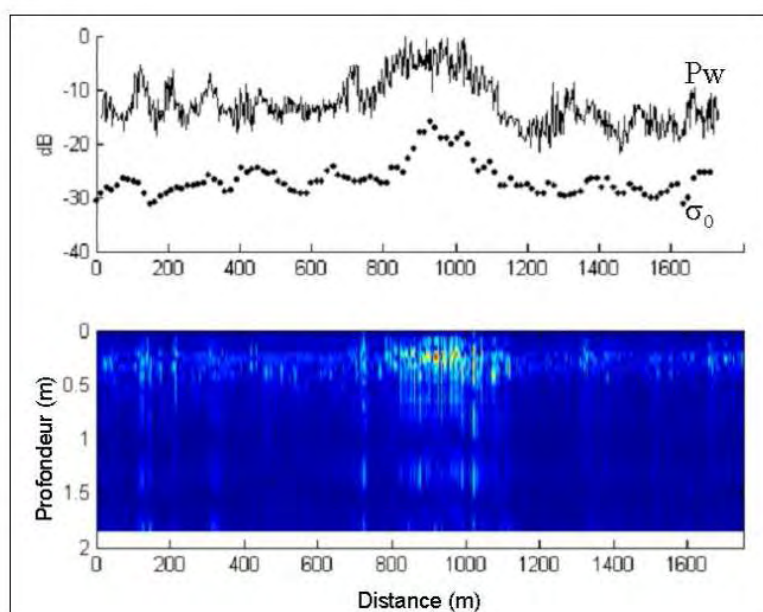


FIG. 5.11 – Comparaison de la réflectivité P_w , calculée à partir des profils GPR réalisés en bande L, avec le coefficient de rétrodiffusion σ^0 déduit de l'image radar SIR-C en bande L et pour la polarisation HH. Leur forte corrélation indique que l'origine de la rétrodiffusion se situe dans les 50 premiers centimètres sous la surface. La profondeur a été calculée pour une vitesse de propagation de 0.12 m/ns [Baghdadi et al., 2005; Grandjean et al., 2005].



FIG. 5.12 – Analyse de la stratigraphie des dépôts présents en subsurface au niveau de l'oued. La géométrie du sous-sol se décompose en trois couches. La première correspond à une couche de sable sec et fin d'une épaisseur de 10 à 15 cm. La deuxième couche est constituée d'une matrice argileuse d'une épaisseur de l'ordre de 30 cm et contenant des grains de carbonate de taille variant entre quelques millimètres et 1 centimètre. Sous cette dernière, on constate la présence de blocs de carbonate dont la taille atteint le décimètre. Profondeur de prospection 65 cm.

5.2.4 Analyse temporelle

Compte tenu du caractère occasionnel des écoulements de la rivière étudiée précédemment (une fois tous les 5 à 10 ans), nous nous sommes intéressés à la variation temporelle du coefficient de rétrodiffusion σ° pour le site 3. Les données utilisées dans cette étude proviennent d'une série temporelle de 5 images SAR acquises par le satellite japonais JERS-1 (NASDA) entre 1995 et 1997. Lancée en 1992, la plate-forme orbitale JERS-1 était dédiée à l'observation de la Terre pour des applications en géologie, agriculture, foresterie, surveillance des côtes et prévention des risques naturels. En plus d'inclure deux capteurs optiques, JERS-1 possède un radar à ouverture de synthèse fonctionnant en bande L ($\lambda = 23.5$ cm) et opérant en polarisation HH. La largeur de la fauchée est de 75 km pour une résolution spatiale de 18 m. Avec une dynamique comprise entre 37° et 43° , la gamme d'incidence de JERS-1 est moins étendue que celle de SIR-C rendant les images de JERS-1 moins sensibles à la géométrie et aux effets de terrain. Cependant, sa grande longueur d'onde en fait un outil adapté à l'étude de la proche subsurface en contexte aride. La Figure 5.13 montre un exemple d'acquisition pour le site 3, prise le 21/06/1995 à 39° d'incidence au centre la fauchée.

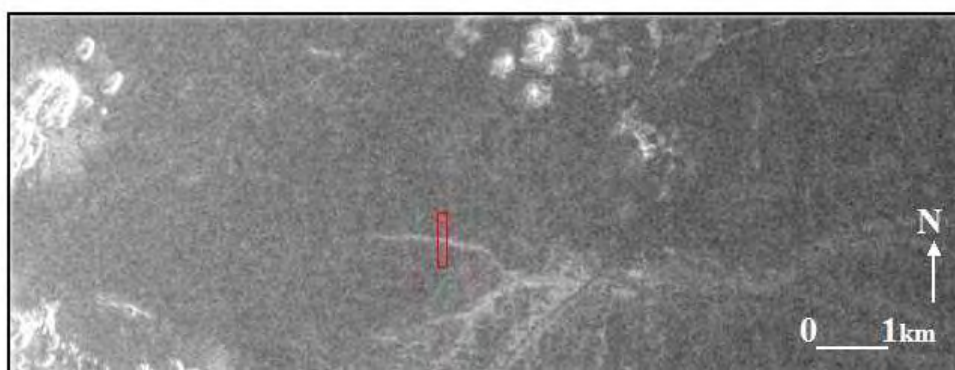


FIG. 5.13 – Exemple d'acquisition SAR JERS-1 du site 3 prise le 21/06/1995. L'encadré rouge indique la région d'où sont extraits les 13 profils de σ° .

La distribution de la puissance rétrodiffusée σ° au niveau de l'oued qui nous intéresse a été étudiée pour 5 images correspondant à une période de 107 semaines (21/06/1995, 24/04/1996, 07/06/1996, 03/09/1996 et 08/07/1997). Pour chacune d'entre elles, 13 profils de 63 pixels ont été extraits perpendiculairement à la rivière pour une localisation coïncidant avec celle des acquisitions GPR effectuées sur le terrain. Afin d'augmenter le rapport signal-sur-bruit, la distribution du coefficient de rétrodiffusion σ° le long des profils a été moyennée sur les 13 profils extraits pour chaque image. Les résultats sont donnés en Figure 5.14. L'emplacement de la rivière est clairement identifiable avec un pic de rétrodiffusion au centre des profils (Figures 5.14a à 5.14e) comparativement à la valeur (-4dB) du milieu environnant. Cette forte valeur de σ° correspond aux effets de rugosité générés par la présence d'alluvions et de graviers en subsurface comme le montrent les observations réalisées *in situ* (blocs de carbonate répartis dans une matrice argileuse issue de l'altération du schiste). Par ailleurs, l'analyse temporelle indique une faible décroissance

du coefficient de rétrodiffusion pour la rivière entre 1995 (-0.6dB) et 1997 (-1.6dB) (cf. Figure 5.14f). Cette faible variation de σ^o pouvant être due à la variation des paramètres instrumentaux du satellite, elle ne constitue pas une signature significative d'un éventuel mécanisme hydrologique. En effet, dans la mesure où un contraste diélectrique important (humidité) contribue à augmenter l'efficacité de la rétrodiffusion, ce résultat semble plutôt indiquer que la région n'a pas connu d'épisode hydrique significatif entre 1995 et 1997.

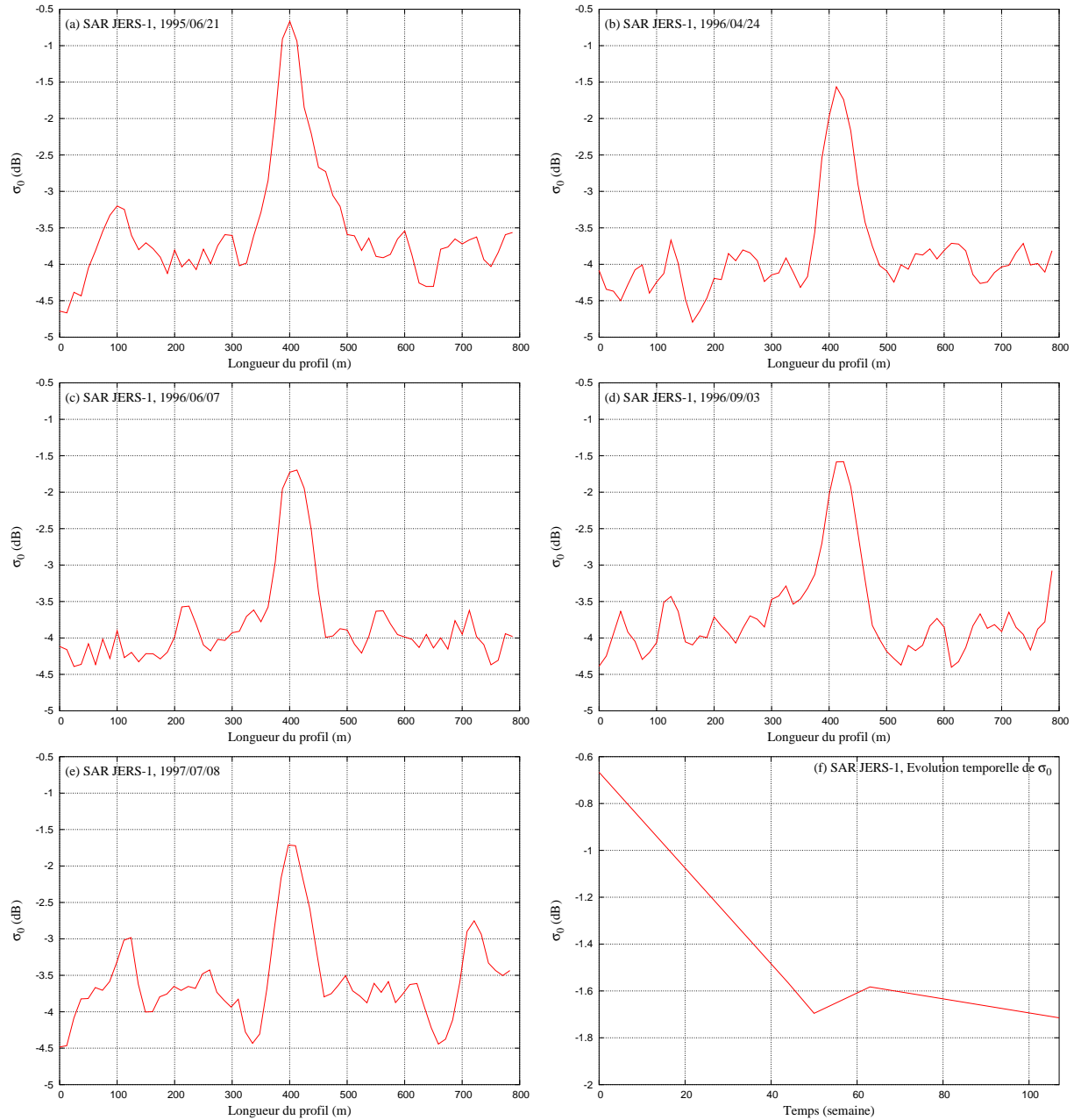


FIG. 5.14 – Distribution du coefficient de rétrodiffusion σ^o moyennée sur 13 profils perpendiculaires à la rivière et extraits pour 5 images acquises entre 1995 et 1997 (Figures 5.14a à 5.14e). La Figure 5.14f représente la variation temporelle du coefficient de rétrodiffusion pris au centre de la rivière.

5.3 Le radar géophysique GPR

5.3.1 Couplage SAR/GPR

Au travers des trois exemples précédents, l'imagerie radar a clairement démontré son potentiel pour la détection, la cartographie et l'interprétation de structures géologiques de nature filonienne, lithologique ou paléo-hydrologique. Comme nous l'avons vu, les performances atteintes tirent profit de la complémentarité de deux techniques radar utilisées conjointement : le SAR et le GPR.

L'analyse polarimétrique des données SAR fournit des informations précieuses sur la nature des processus physiques contrôlant le signal rétrodiffusé par la cible en réponse à une excitation radar. Bien que la décomposition polarimétrique permette une analyse plus fine autorisant une classification systématique des cibles [Cloude et Pottier, 1996], nous nous sommes restreints ici à l'utilisation des indicateurs radiométriques classiques (σ_{hh}^o , σ_{vv}^o , $\sigma_{hv}^o/\sigma_{hh}^o$). L'ensemble de ces indicateurs permet d'identifier des structures difficilement interprétables dans le visible, en y associant des signatures polarimétriques.

Embarqué sur une plate-forme aéroportée ou orbitale, le SAR constitue un moyen d'accès unique à la cartographie à grande échelle des structures de subsurface. Cependant, il est pratiquement impossible de remonter à la description géophysique complète du terrain par la seule analyse des données SAR. Le radar géophysique GPR constitue alors une alternative idéale en permettant d'étudier localement le sous-sol afin d'accéder à sa structure en profondeur. Ce système favorisant la détection d'hétérogénéités diélectriques relatives à la présence de réflecteurs enfouis, il permet de mieux comprendre la géométrie du sous-sol ainsi que les mécanismes de rétrodiffusion mis en jeu et de les interpréter ponctuellement d'un point de vue géologique. En faisant alors l'hypothèse de stationnarité géologique des sols de la région considérée, le géoradar permet d'étendre ces interprétations à toute la zone d'intérêt pour en constituer une cartographie tant qualitative que quantitative.

Comme le démontrent les travaux réalisés par [Paillou et al., 2003a], le couplage entre les données SAR et GPR repose sur une étude comparative du coefficient de rétrodiffusion σ^o extrait des acquisitions SAR avec la puissance réfléchie P_w calculée à partir des sections géoradar. Le potentiel de cette méthode a été démontré avec succès sur la dune du Pyla [Grandjean et al., 2001] et en Egypte [Paillou et al., 2003a]. En particulier, le fort degré de corrélation observé entre les paramètres σ^o et P_w a permis une modélisation précise des capacités de pénétration des micro-ondes en contexte aride, ouvrant la voie à la cartographie quantitative des hétérogénéités de subsurface telles que des variations lithologiques, des structures sédimentaires rugueuses ou encore des structures humides.

5.3.2 Principe de fonctionnement du GPR

Le radar géologique ou GPR (Ground Penetrating Radar) est une méthode physique non destructive pour la prospection de subsurface. Le géoradar se compose de plusieurs éléments (cf Figure 5.15), tous aisément manipulables. L'antenne émettrice/réceptrice est déplacée linéairement au dessus de la surface étudiée et sa taille est inversement proportionnelle à la fréquence centrale d'émission. Elle est généralement directement connectée à une unité électronique de gestion du signal. Cette unité est constituée d'une électronique

d'émission permettant de générer l'impulsion électromagnétique et d'une électronique de réception chargée d'amplifier, de numériser et de transférer le signal rétrodiffusé vers un moniteur d'analyse. Ce dernier, également appelé unité de contrôle, sert à synchroniser les différents éléments et à visualiser en temps réel les profils radar générés. Le géoradar compte également une unité de commande et de stockage des données pour un traitement informatique ultérieur, pouvant aller jusqu'à la reconstitution tridimensionnelle d'un volume lorsque plusieurs profils sont disponibles. Tous les éléments sont reliés au moyen de câbles coaxiaux ou de fibres optiques permettant un acheminement rapide des signaux.

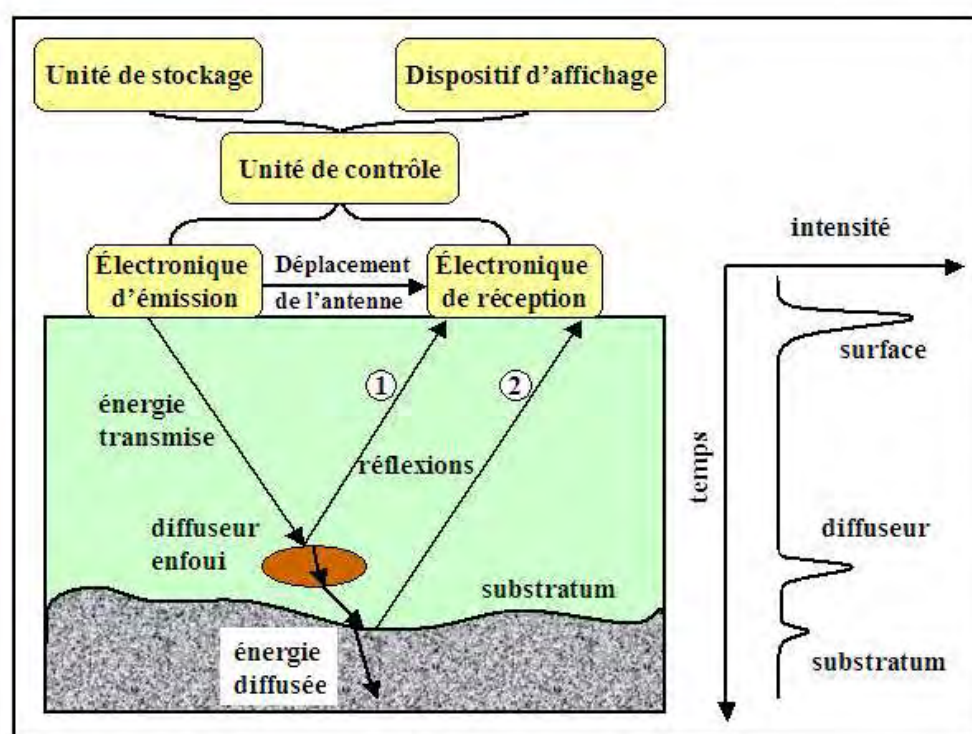


FIG. 5.15 – *Principe de fonctionnement du GPR.*

Le principe de fonctionnement du radar géologique repose sur l'interaction d'ondes électromagnétiques (typiquement de quelques MHz à 2 GHz) avec les hétérogénéités du sous-sol pour cartographier, sonder, localiser et identifier les variations des propriétés électriques et magnétiques en subsurface. Schématiquement, un signal est envoyé dans le sous-sol et les ondes réfléchies aux différentes interfaces rencontrées sont mesurées en surface par un système d'acquisition. L'antenne émettrice/réceptrice est généralement déplacée en ligne droite et sa fréquence centrale conditionne la profondeur d'investigation maximale ainsi que la résolution des objets visibles. Par exemple, une antenne basse fréquence (< 100 MHz) permettra une profondeur de prospection de plusieurs mètres mais ne détectera que des objets de taille supérieure à quelques décimètres, l'efficacité de la rétrodiffusion étant conditionnée par la dimension des réflecteurs devant la longueur d'onde. À l'opposé, au delà de 1 GHz, la résolution atteindra le centimètre mais on perdra en

capacité de pénétration. Le choix de la fréquence s'impose donc suivant le caractère des applications recherchées.

La détectabilité d'une structure dépend de son contraste diélectrique et magnétique avec son environnement, de sa taille par rapport à la longueur d'onde dans le milieu sondé et de sa forme apparente relativement à la géométrie d'acquisition. En effet, la réponse d'un milieu est conditionnée non seulement par ses propriétés électriques et magnétiques (permittivité, conductivité, perméabilité), mais également par ses paramètres de rugosité (écart-type des hauteurs, longueur de corrélation). Une variation de ces paramètres entre deux zones va induire une réflexion proportionnelle au contraste, ce qui permet de détecter tous types d'hétérogénéités comme des espaces vides, des changements de faciès géologiques ou des conduites en matériaux divers. Le géoradar permet de mesurer le temps de trajet aller-retour de l'impulsion en plus de son amplitude. Ainsi, compte tenu de la connaissance *a priori* de la permittivité du milieu, l'étude quantitative des variations du signal en fonction du temps permet d'estimer la profondeur du réflecteur. En effet, la permittivité électrique décrivant la capacité d'un milieu à conduire l'énergie, la vitesse de propagation d'une onde dans ce dernier sera inversement proportionnelle à sa constante diélectrique. C'est précisément cette vitesse que permet de mesurer le GPR pour estimer la profondeur d d'une interface par la relation :

$$d = \frac{c}{n} \cdot \frac{t}{2} \quad (5.1)$$

où c/n est la vitesse de propagation de l'onde dans un milieu d'indice de réfraction $n = \sqrt{\epsilon_r}$ et t est le temps mis par l'onde pour effectuer un trajet aller-retour jusqu'au réflecteur.

Contrôlé par une unité centrale permettant la visualisation en temps réel des échos successifs générés lors du déplacement de l'antenne au dessus de la cible, le système GPR permet ainsi de reproduire un profil vertical continu de l'intensité du champ rétrodiffusé, renseignant sur la structure interne (géométrie) du sol sondé comme l'illustre la Figure 5.16.

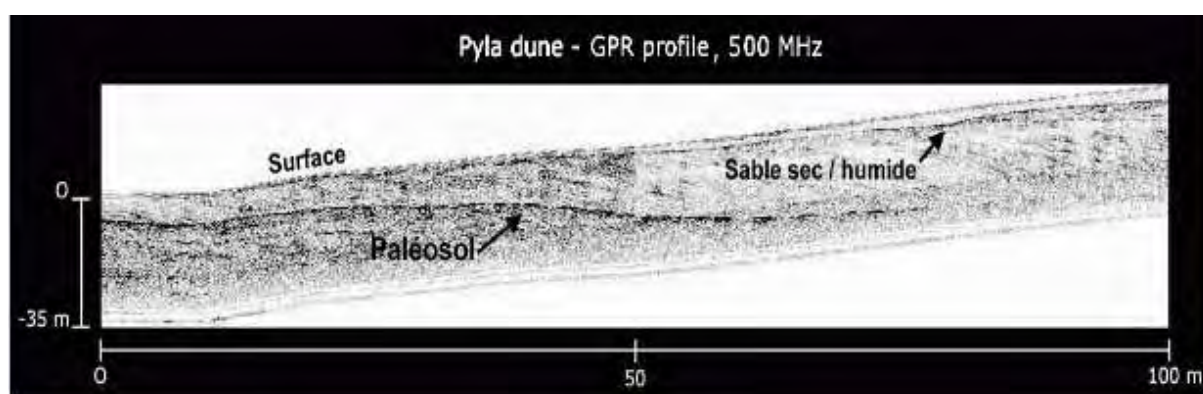


FIG. 5.16 – Exemple d'acquisition GPR à 500 MHz pour la dune du Pyla [August-Bernex, 2002].

Il existe une grande variété de géoradar commerciaux dont les principaux fabricants sont Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI, USA), MalåGeoscience (Suède) et Sensor&Software (Canada). À l'exception de radar multifréquentiels en cours de développe-

ment, les géoradar fonctionnent tous suivant le même principe et peuvent être classés en deux grandes familles : les radar géologiques de surface, qui permettent de sonder des surfaces libres, et les géoradar de forage dont, au moins une des antennes est insérée dans un puit.

Selon la configuration et le type d'antenne utilisée, le radar géologique offre un large éventail d'applications, du génie civil à l'archéologie, en passant par la réfection des ouvrages d'art. En géophysique, l'utilisation d'antennes basses fréquences permet de sonder la géométrie du sous-sol pour des profondeurs d'investigation pouvant atteindre plusieurs mètres. Dans ce contexte, la technique GPR offre ainsi de nombreuses applications comme par exemple la localisation d'un toit rocheux, la stratigraphie, la détection de nappes phréatiques ou encore l'étude de fonds lacustres, de profils de rivières, de failles et de cavités. Sa rapidité d'exploitation et les performances obtenues ont fait du GPR un instrument très prisé depuis la fin des années 70 et largement commercialisé dans les années 90, notamment à des fins de génie civil et d'archéologie.

5.3.3 Acquisition des données

Le mode d'acquisition en réflexion est le mode le plus couramment utilisé dans les applications géoradar, c'est également celui retenu pour nos travaux en Mauritanie.

Selon la géométrie du couple émetteur-récepteur, ce mode d'acquisition permet de générer deux types de profils. Dans le cas où la distance entre les deux antennes est conservée, le déplacement du couple émetteur-récepteur, par pas d'avancement le long de la ligne de mesure, conduit à la formation d'un profil de réflexion dit à *offset constant* (cf. Figure 5.17). Lorsque la distance entre les antennes est progressivement augmentée, soit en fixant une antenne soit symétriquement de part et d'autre d'un point commun (*Common-Mid-Point* ou *CMP*), on obtient alors un profil à *offset variable* (cf. Figure 5.18).

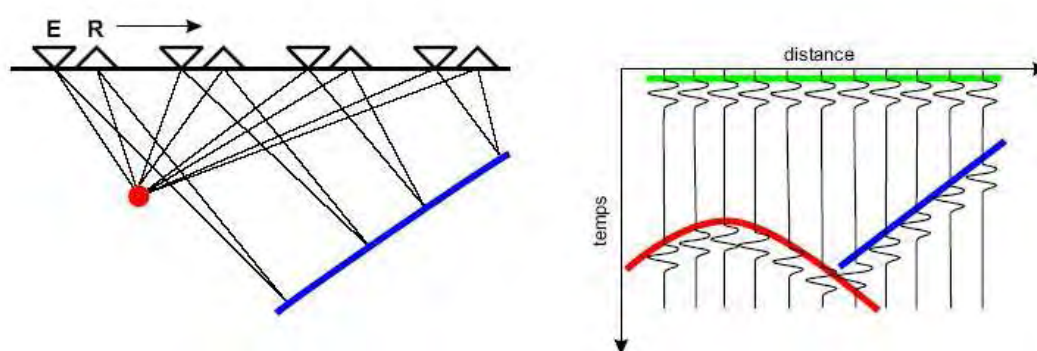


FIG. 5.17 – Principe de formation d'un radargramme à *offset constant* (E: émetteur, R: récepteur). Le couple émetteur-récepteur est déplacé par pas d'avancement le long de la ligne de mesure. La juxtaposition des traces génère un radargramme. Notons qu'un diffuseur ponctuel apparaît comme une hyperbole sur le radargramme alors qu'une interface linéaire laisse une signature sous la forme d'une ligne droite [Hollender, 1999].

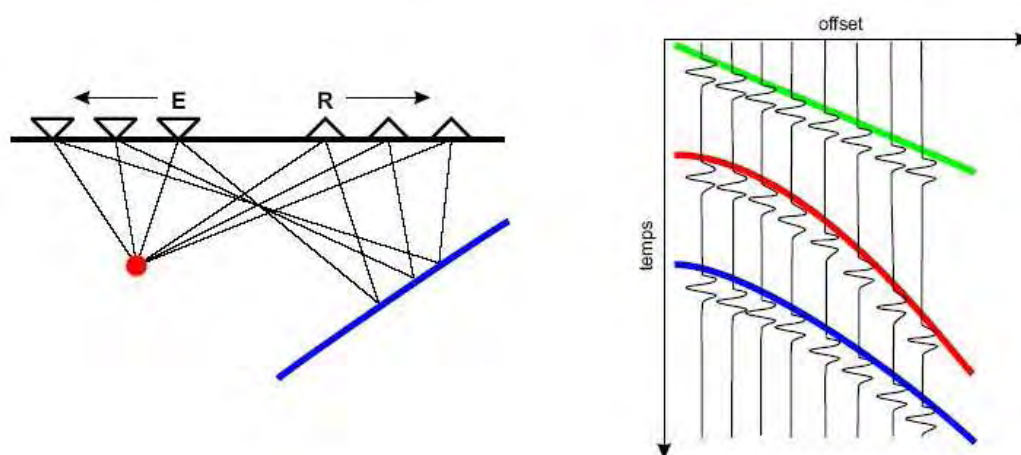


FIG. 5.18 – Principe de formation d'un radargramme à offset variable (*E* : émetteur, *R* : récepteur). Le couple émetteur-récepteur est espacé progressivement de part et d'autre d'un point commun par pas d'avancement le long de la ligne de mesure. La juxtaposition des traces génère un radargramme (à droite). La première ligne indique l'évolution de l'écartement entre les deux antennes, la deuxième correspond à l'éloignement de la source ponctuelle et la dernière indique l'enfoncement de l'interface linéaire [Hollender, 1999].

Dans les deux cas, l'amplitude du signal rétrodiffusé est mesurée plusieurs fois par unité de temps en un point donné. Le résultat de chaque mesure est appelé *échantillon* ou *sample*. L'ensemble de ces échantillons constitue une *trace* pour un point d'acquisition donné. Les résultats d'une campagne GPR consistent alors en une section regroupant l'ensemble des traces pour former un *radargramme* dont la difficulté d'interprétation réside dans la complexité des phénomènes de diffusion intervenant lors de la propagation de l'onde dans le milieu.

Cependant, la présence de signatures hyperboliques ou linéaires sur de tels radargrammes renseigne sur les propriétés physiques du milieu sondé ainsi que sur la localisation et la géométrie des diffuseurs. Comme le montre la Figure 5.17, une interface linéaire apparaît sous la forme d'une ligne droite dans le cas d'un profil à offset constant, alors qu'un réflecteur ponctuel y laisse une trace hyperbolique dont le sommet indique la position du réflecteur sous la surface. L'inclinaison des branches de l'hyperbole est quant à elle directement reliée à la permittivité relative du milieu.

Lorsque la configuration du terrain interdit toute possibilité d'extraction d'échantillons pour une caractérisation électromagnétique en laboratoire, les paramètres diélectriques du milieu sondé peuvent être déterminés au moyen des profils CMP. Comme l'illustre la Figure 5.18, les radargrammes à offset variable autorisent l'identification de l'onde directe entre l'émetteur et le récepteur, les ondes réfléchies et réfractées. Sur l'offset de la Figure 5.18, la première ligne indique l'évolution de l'écartement entre les deux antennes (onde directe), la deuxième correspond à l'éloignement de la source ponctuelle et la dernière indique l'enfoncement de l'interface linéaire (ondes réfléchies et réfractées). La pente de

l'onde directe, comme la courbure des hyperboles produites par les ondes réfléchies, permet de calculer la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu et donc sa permittivité. En effet, si l'on considère un diffuseur ponctuel ou linéaire enfoui à une profondeur d , dans un matériau homogène d'indice n , le temps mis par l'onde pour aller de l'émetteur au récepteur après réflexion sur l'interface s'écrit :

$$t = 2 \cdot \frac{\sqrt{x^2 + d^2}}{v} \quad (5.2)$$

où x est l'écartement des antennes au point central et $v = c/n$ est la vitesse de propagation de l'onde dans un milieu d'indice de réfraction $n = \sqrt{\epsilon_r}$. Dans le cas où $x \gg d$, un développement limité au premier ordre donne :

$$t \sim \frac{2 \cdot x}{v} \quad (5.3)$$

Le radargramme mesurant le temps de réponse en fonction de l'écartement des antennes, le coefficient directeur des branches asymptotiques des hyperboles permet de calculer la vitesse de propagation et donc la permittivité relative du milieu considéré.

5.3.4 Traitements des données et applications à la Mauritanie

Afin d'identifier en profondeur l'origine des signatures radar observées sur les données polarimétriques SIR-C en bandes C et L, les données GPR ont été acquises à 400 MHz et 900 MHz, domaines proches de la bande P et de la bande L. Pour chaque site, plusieurs profils GPR ont été réalisés en mode réflexion à offset constant le long de lignes de mesure de plusieurs centaines de mètres, intersectant les structures géologiques d'intérêt. La Figure 5.19 illustre deux radargrammes non traités, enregistrés pour le premier site caractérisé par un filon doléritique horizontal recouvert d'une épaisseur croissante de dépôts éoliens (sable continental sec et fin).

L'interprétation de ces acquisitions nécessite, au préalable, une série de traitements appropriés, destinés notamment à amplifier le contraste et à reproduire la géométrie exacte du terrain. Ces diverses opérations, affectant chaque trace indépendamment, ont été effectuées au BRGM au moyen du logiciel *Reflexw* dont nous nous proposons de parcourir les principales étapes.

La chaîne de traitement commence par le repérage de l'origine des temps avec le pic d'émission. L'antenne se situant à quelques centimètres au dessus du sol (entre 2 et 3 cm dans le cas présent), il convient de recalibrer l'origine des temps à l'instant où l'onde émise atteint la surface. Par ailleurs, contrairement aux systèmes orbitaux qui bénéficient de conditions d'acquisition relativement bien maîtrisées (pression, température et altitude constantes), celles sur Terre sont variables et dépendent de nombreux paramètres naturels non contrôlables dont le vent, la pression, l'humidité ambiante et la température. Dans ce sens, le gain sur un radar orbital peut être calibré et adapté avec précision une fois pour toute. Pour le géoradar, le gain appliqué automatiquement lors de l'acquisition est un gain moyen mais cependant pas toujours adapté aux conditions terrain. La forme du gain appliqué étant enregistrée (fichier *radan*), il est alors possible de soustraire cette courbe de gain à chaque trace pour en appliquer une plus appropriée.

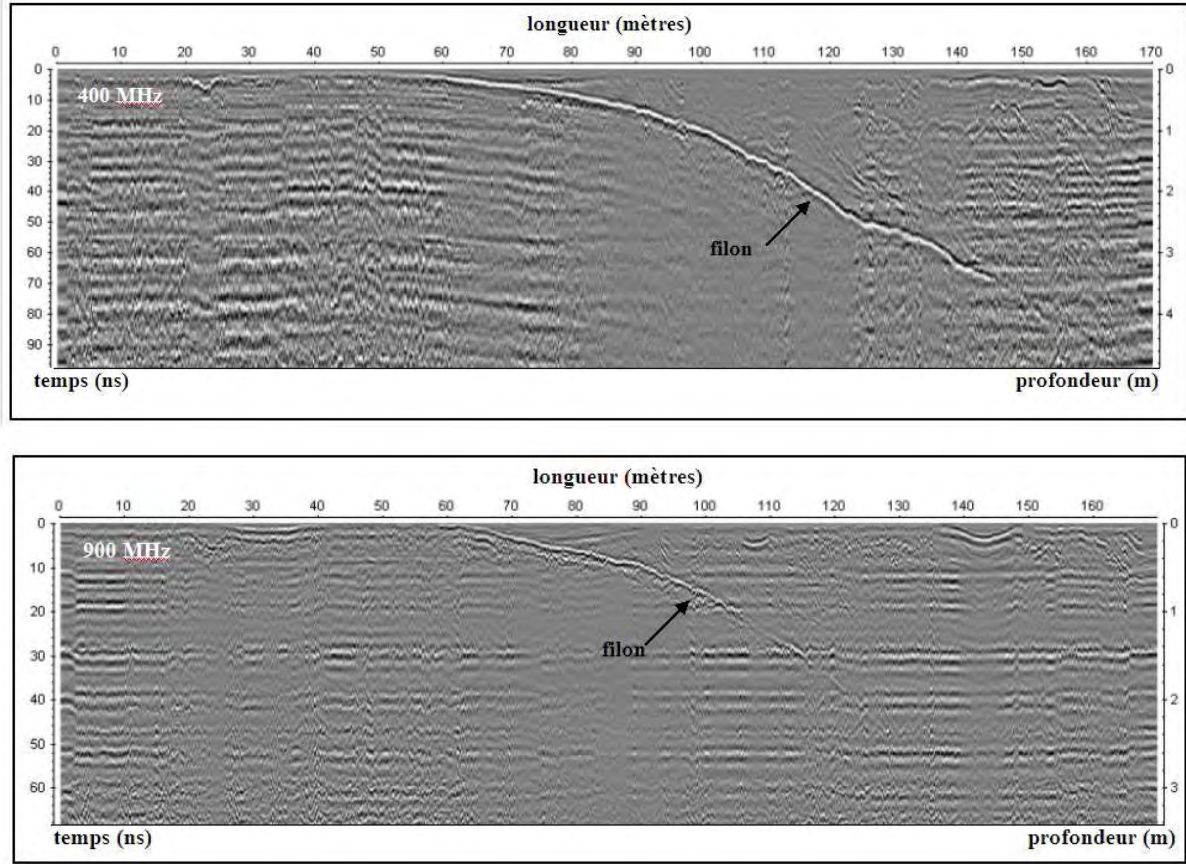


FIG. 5.19 – Radagrammes non traités du dyke doléritique du site 1, à 400 MHz et 900 MHz. La signature curviligne correspond à l'emplacement du filon de dolérite recouvert d'une épaisseur croissante de dépôts éoliens.

L'étape suivante consiste en une *compensation temporelle d'amplitude*. Le problème de la compensation d'amplitude réside dans la détermination d'un algorithme permettant de réhausser le signal le long de chaque trace (axe temporel t) toute en conservant l'évolution réelle de l'amplitude le long du profil, d'une trace à l'autre (axe spatial x). Dans un premier temps, cette opération passe par la détermination d'une fonction moyenne de gain dérivée de l'enveloppe de chaque trace. L'enveloppe, ou amplitude instantanée $A'(t)$, est une mesure de la force de réflectivité qui est proportionnelle à la racine carrée de l'énergie totale du signal à un instant t .

$$A'(t) = \sqrt{S^2(x, t) + Q^2(x, t)} \quad (5.4)$$

où $S(x, t)$ est l'amplitude du signal enregistré à la position x (i.e. pour une trace donnée), et $Q(x, t)$ est le signal de quadrature de $S(x, t)$.

L'enveloppe donne une vue d'ensemble de la distribution d'énergie des traces et facilite la détermination de l'arrivée successive des signaux correspondant aux interfaces rencontrées. Dans ce sens, l'équation 5.4 représente une courbe de décroissance en amplitude en fonction du temps (atténuation) et est déterminée pour chacune des traces existantes.

Cette courbe est ensuite moyennée sur toutes les traces ce qui permet d'augmenter le rapport signal-sur-bruit et d'obtenir une fonction de gain telle que [Grandjean et Gourry, 1996] :

$$g(t) = \frac{1}{ntr} \cdot \sum_{i=1}^{ntr} A'_i(t) \quad (5.5)$$

où ntr est le nombre de traces sélectionnées sur le radargramme.

La compensation des amplitudes consiste alors à diviser chaque trace $S(t)$ par la fonction $g(t)$. Cette étape constitue l'adaptation du gain en fonction du temps et permet de réhausser les contrastes pour faire ressortir visuellement les structures les plus profondes dans le domaine temporel. On parle aussi de *filtrage horizontal*.

L'étape suivante correspond au *filtrage fréquentiel* des hautes et basses fréquences par application d'un filtre passe-bande pour chaque trace. Le filtre est spécifié par la déclaration de quatre valeurs de fréquence (f_1 , f_2 , f_3 et f_4) déterminant (1) la coupure basse fréquence f_1 permettant d'éliminer les artefacts électroniques, (2) la pente ascendante (f_1 - f_2), (3) le plateau (f_2 - f_3), (4) la pente descendante (f_3 - f_4) et (5) la coupure haute fréquence permettant d'éliminer le bruit ambiant.

Concernant les signatures hyperboliques précédemment décrites, [Grandjean et Gourry, 1996; Bitri et Grandjean, 1998] ont montré que l'opération dite de migration permet de localiser la position des diffracteurs avec précision et d'en retrouver la forme initiale.

Le logiciel Reflexw permet également de tenir compte de la topographie du terrain (dé-nivellation). Pour le système d'acquisition, la ligne de mesure est supposée horizontale par définition. Ainsi dans notre cas, la signature du filon de dolérite semble s'enfoncer progressivement dans la couche de sable. Le filon étant horizontal, la courbe représente la variation d'altitude de la surface dunaire. La procédure de correction statique permet de corriger le profil GPR par une loi de variation de la profondeur de la structure le long du profil, interpolée linéairement. On visualise alors un filon horizontal recouvert d'une épaisseur croissante de sable comme le montrent les radargrammes après traitement en Figure 5.20.

L'ensemble du processus de traitement et la correction statique autorisent la conversion de l'échelle de temps en profondeur. L'interface filonienne est clairement identifiable sur les profils GPR. En première lecture, le filon doléritique apparaît relativement invariant sous la surface avec une épaisseur avoisinant les 25 cm. Nous pouvons également conclure que le filon et la surface dunaire sont plans et qu'ils forment un angle d'environ 4° . Les profils montrent logiquement que les performances de pénétration de la bande P autorisent la détection de la structure filonienne sous une épaisseur de sable plus importante (3.5 à 4 mètres) que la bande L (~ 2 mètres).

5.4 Conclusion

Au travers de ces différents exemples, nous avons montré que l'imagerie radar basse fréquence possède un fort potentiel pour la cartographie géologique en contexte aride et constitue un complément indispensable aux systèmes d'imagerie optique classiques. En plus d'offrir un moyen rapide et précis de cartographie à grande échelle de structures

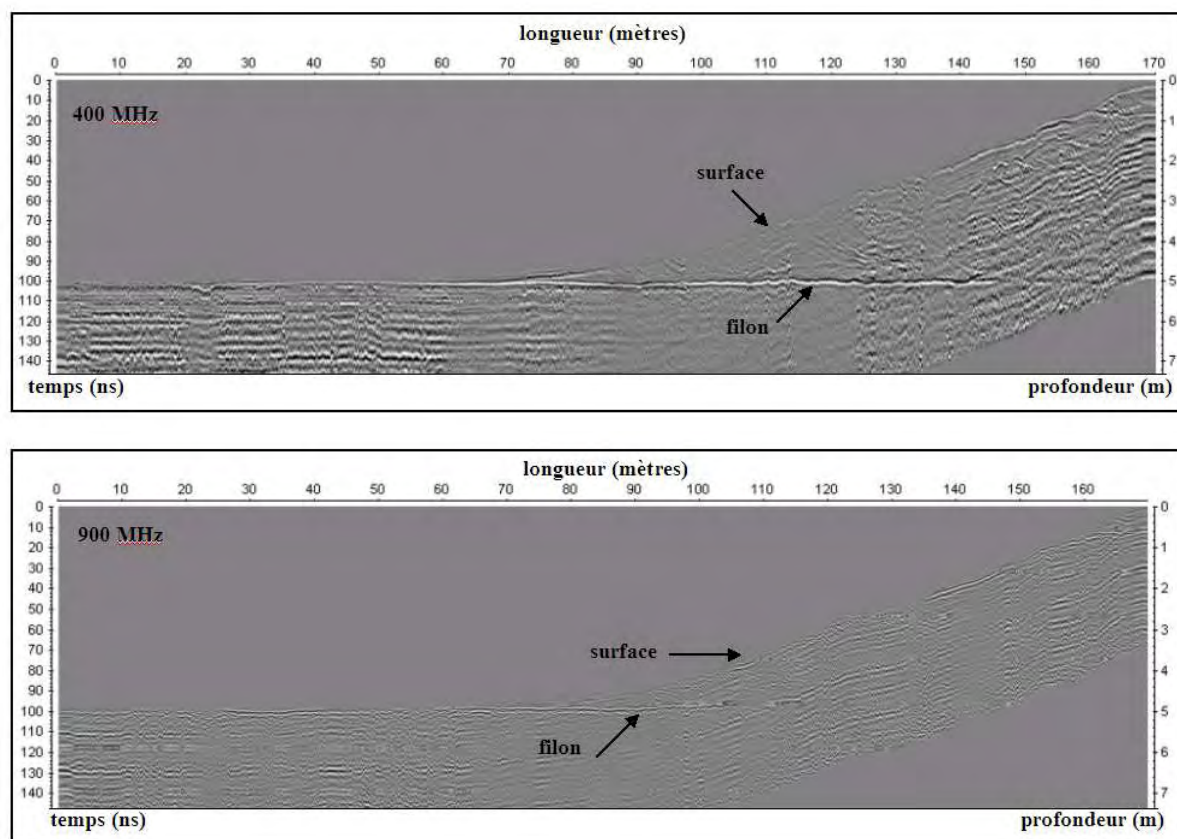


FIG. 5.20 – Radagrammes traités du dyke doléritique du site 1, à 400 MHz et 900 MHz. La signature horizontale correspond à l'emplacement du filon de dolérite recouvert d'une épaisseur croissante de dépôts éoliens.

de surface caractérisées par une forte rugosité par rapport à leur encaissant, l'outil radar se montre très efficace dans la détection et la caractérisation de structures enfouies. Associée à des relevés GPR, l'analyse quantitative de données SAR permet d'obtenir localement une description géologique détaillée des structures de subsurface. Les résultats montrent que les acquisitions polarimétriques permettent non seulement d'obtenir des éléments d'information sur les mécanismes de diffusion mis en jeu, mais également de différencier les structures surfaciques, par la rugosité qu'elles occasionnent, des structures enfouies par la rétrodiffusion de volume et de subsurface qu'elles génèrent. Ces potentialités permettent d'envisager l'utilisation systématique des radar polarimétriques pour l'observation de la Terre en particulier pour détecter et cartographier les caractéristiques surfaciques et subsurfaciques des sols telles que la présence d'humidité, les structures lithologiques ou paléo-hydrologiques et les diffuseurs enfouis.

Chapitre 6

Application à la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars

Au cours des deux dernières décennies, la télédétection hyperfréquence, utilisant des radar à ouverture de synthèse, a largement démontré son potentiel dans l'étude des surfaces terrestres. En particulier, la cartographie de l'humidité de la proche subsurface par l'analyse de données issues de capteurs SAR orbitaux (ERS-1/2, JERS-1, ENVISAT, RADARSAT-1/2), constitue l'une des applications les plus intéressantes. De nombreuses études ont montré que le recours aux basses fréquences (bandes L et P) permet d'atteindre des profondeurs de pénétration favorables à la cartographie d'hétérogénéités de subsurface, telles que des interfaces géologiques ou des sous-couches humides. Concernant l'humidité des sols, il est aujourd'hui communément admis que la présence d'eau influence significativement le pouvoir de rétrodiffusion d'un terrain. Par ailleurs, nous avons montré au chapitre 4 que la différence de phase copolaire, entre les modes d'acquisition polarimétriques HH et VV, pouvait être corrélée à la présence de structures humides de subsurface. Dans le cas du Pyla, les résultats indiquent que l'exploitation de l'information de phase, contenue dans les données polarimétriques en bande L, autorise la détection d'une interface humide à une profondeur supérieure à celle qu'offre l'analyse des indicateurs radiométriques classiques.

Compte tenu du caractère aride de la surface de Mars et de la présence possible d'eau dans son proche sous-sol, nous proposons ici d'extrapoler les études menées sur le Pyla à la recherche d'eau dans les premiers mètres de la surface de Mars. En effet, les conditions de température ($< 0^{\circ}\text{C}$) et de pression (≈ 6 mbar) interdisant la stabilité de l'eau à l'état liquide en surface, celle-ci doit être recherchée dans la subsurface de la planète. Pour ce faire, les systèmes radar représentent la technique la plus performante actuellement. Dans ce chapitre, nous chercherons donc à évaluer les performances des systèmes SAR en bande P ($\lambda = 70$ cm) pour l'exploration du proche sous-sol de Mars. Cette démarche nécessite au préalable l'élaboration d'un modèle géoélectrique du sous-sol martien à partir de l'étude d'analogues terrestres (approche planétologie comparée). L'estimation des performances de pénétration d'un radar polarimétrique bande P sera effectuée au moyen du modèle de diffusion type IEM décrit en sections 4.4.2 et 4.4.3. Étant donné la présence éventuelle de blocs rocheux dans la couche superficielle, une composante de diffusion volumique a été ajoutée au modèle pour tenir compte des hétérogénéités rencontrées.

6.1 La problématique de l'eau

6.1.1 À l'échelle du système solaire

Si l'eau sur Terre tient une place prépondérante dans l'équilibre climatique et biologique, les processus de sédimentation et le transport des minéraux à travers la croûte terrestre, elle ne représente cependant pas une spécificité de la planète Terre. En effet, aux premiers temps de leur formation, toutes les planètes du Système Solaire ont possédé de l'eau, mais leur évolution a conduit à des situations très différentes selon leur distance au Soleil et leur taille.

Par sa proximité à notre étoile, la planète Mercure, fortement chauffée, a vu son eau progressivement élevée sous forme vapeur vers les plus hautes couches de son atmosphère. Là, elle a été dissociée sous l'effet du rayonnement ultraviolet (UV) solaire donnant de l'oxygène et de l'hydrogène lequel, très léger, s'est échappé dans le milieu interstellaire.

Bien que comparable à notre planète du point de vue de sa taille, de sa masse et de sa densité, Vénus, plus proche du Soleil, a connu une évolution radicalement différente. À l'image de la Terre, Vénus a probablement bénéficié d'eau à l'état liquide et son atmosphère contenait du gaz carbonique, un gaz à effet de serre. Cependant, deux fois plus chauffée par le rayonnement solaire, l'atmosphère vénusienne contenait également de la vapeur d'eau, un autre gaz à effet de serre. L'effet conjugué de ces deux gaz a contribué à augmenter la température de surface favorisant l'évaporation de l'eau liquide. Cette boucle fermée ne s'est arrêtée que lorsque toute l'eau fut vaporisée. Dans le même temps, les molécules d'eau atmosphériques étaient dissociées par le rayonnement UV solaire. De nos jours, la vapeur d'eau résiduelle dans l'atmosphère de Vénus formerait, à l'état liquide, une pellicule de vingt centimètres d'épaisseur sur toute la surface de la planète.

Les géantes gazeuses (Jupiter, Saturne, Uranus, Neptune) contiennent également de la vapeur d'eau en profondeur et des nuages de glace, récemment identifiés sur Jupiter par la sonde Galiléo. Dans les hautes couches atmosphériques de ces planètes géantes, d'importantes quantités de vapeur d'eau ont récemment été détectées par le satellite ISO. Cette vapeur d'eau proviendrait de cristaux de glace interplanétaires qui, en pénétrant dans l'atmosphère, se seraient vaporisés. Quant aux anneaux de ces planètes géantes, ils contiennent d'importantes quantités de glace d'eau. De même, un des satellites joviens, Europe, est soupçonné de renfermer, sous sa croûte de glace superficielle, de grandes quantités d'eau liquide. Dans un tel contexte, l'utilisation de radar de type sondeur sur Europe, avec des performances de pénétration de quelques kilomètres, pourrait donc faciliter la détection d'une interface glace-eau.

6.1.2 Importance de l'eau sur Mars

Parmi les grandes questions qui se posent encore actuellement sur l'histoire de la planète Mars, celle concernant la présence d'eau tient certainement une place prépondérante. Si l'existence de structures paléo-hydrologiques à la surface de Mars indique qu'il y a eu de l'eau liquide dans le passé, l'histoire de l'eau martienne et son rôle dans l'évolution de la planète sont encore mal compris. Il est pour l'instant admis que l'eau martienne se serait en partie échappée dans l'espace, mais que des quantités importantes seraient en-

core piégées dans le sous-sol martien sous forme d'un pergélisol dont la profondeur varie entre quelques mètres et quelques kilomètres [Clifford, 1993]. L'eau est par ailleurs un élément indispensable aux processus biologiques tels que nous les connaissons, c'est donc un préliminaire important à la recherche de vie passée ou présente sur Mars.

6.1.3 Contexte géologique et prospection radar

La surface martienne a été fortement affectée par le bombardement météoritique. Les impacts de ce type sont les principaux responsables de la dislocation, de la fragilisation, de la fragmentation et de la désagrégation des couches rocheuses superficielles. Ils produisent également une importante quantité de matériaux friables et poreux : les éjectas. Les estimations font état d'une couche d'éjectas de 2 km d'épaisseur répartie sur la totalité de la planète et qui, couplée à un épais dépôt bréchique intercalé avec des coulées volcaniques ou des dépôts sédimentaires, repose sur une matrice rocheuse extrêmement fracturée. L'ensemble constitue ce que l'on appelle le mégarégo-lite. Ainsi, compte tenu de la présence de glace d'eau en subsurface, du gradient géothermique et des modèles de porosité du mégarégo-lite incluant la pression lithostatique, on peut supposer l'existence de réservoirs d'eau liquide à des profondeurs de quelques centaines de mètres, accompagnée d'une remontée possible de l'humidité proche de la surface (à quelques mètres).

Actuellement, deux missions utilisant des techniques de sondage radar (GPR) sont dédiées à l'étude de la stratigraphie du sous-sol ainsi qu'à la détection de ces éventuels réservoirs. La mission Mars Express, lancée en 2003, emporte à son bord le radar sondeur orbital MARSIS fonctionnant entre 1.3 et 5.3 MHz et dont les performances attendues pourraient permettre d'atteindre théoriquement des profondeurs de 2.5 à 5 km [Picardi *et al.*, 1999]. L'expérience MARSIS sera suivie d'un radar de seconde génération, à plus haute fréquence, dédié à l'étude de la proche subsurface pour l'imagerie des structures géologiques. En août 2005, la NASA lancera la sonde Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). Outre une caméra (HIRISE) et un spectromètre imageur visible/proche infrarouge (CRISM) à très haute résolution, cette sonde sera équipée d'un radiomètre infrarouge, d'un accéléromètre et surtout d'un radar sondeur (SHARAD) développé par l'Agence Spatiale Italienne. L'instrument SHARAD permettra de sonder la subsurface de Mars à la fréquence de 20 MHz dans le but d'explorer le sous-sol de la planète jusqu'à 300 mètres de profondeur et de détecter la présence possible d'eau liquide. D'autres missions, SAR cette fois, sont également à l'étude, comme Mars Environment Evolution Mission (MEEM, 2009, [Paillou *et al.*, 2001b]) ou Scout Radar (2011, [Campbell, 2001; Campbell *et al.*, 2004]), et proposent l'utilisation de SAR orbitaux en bande P pour la cartographie complète de la géomorphologie de la surface et proche subsurface de Mars ainsi que pour la détection de structures hydriques enfouies à faible profondeur (entre 3 et 5 mètres). C'est dans cette thématique de prospection SAR pour la détection d'humidité du proche sous-sol que s'inscrit ce chapitre.

6.2 L'hydrologie martienne

La recherche de l'eau sur Mars joue un rôle clé dans la compréhension de l'évolution de la planète, non seulement pour les processus climatiques et atmosphériques passés

et présents, mais également pour l'évolution géophysique et géothermique de la surface martienne. De plus, le passé hydrique de Mars et ses implications sur l'évolution climatique et probablement biologique, constituent l'une des priorités du programme international d'exploration de Mars.

6.2.1 Évidences morphologiques de la présence d'eau sur Mars

L'activité géologique de surface, telle que le volcanisme, la tectonique et les impacts météoritiques sont autant de processus produisant des effets sensibles sur le climat, principalement l'émission de gaz à effet de serre ou la génération de flux thermiques. Au cours des trois dernières décennies, les observations spatiales à haute résolution, issues de plate-formes orbitales ou d'atterrisseurs, ont montré une géomorphologie détaillée de la surface de Mars. En particulier, de nombreuses structures géologiques témoignent d'un changement climatique important dans l'histoire de la planète, sur une échelle de temps de plusieurs centaines de millions d'années [Carr, 1986; Pollack et al., 1987; Carr, 1996] avec des températures passées substantiellement au-dessus du point de fusion de l'eau. Si l'observation actuelle de Mars révèle un monde gelé et desséché, un examen détaillé de la surface permet de distinguer différents types de modelés dus à des écoulements d'eau liquide par le passé : (1) les réseaux paléohydrographiques, (2) les vallées de débâcle, (3) les éjectas lobés et (4) les structures de ruissellement.

Les réseaux paléohydrographiques (*valley networks*)

D'anciens réseaux hydrographiques sont présents presque partout à la surface de Mars, ils sont cependant majoritairement concentrés dans les terrains anciens et cratérisés de l'hémisphère Sud et sur les flancs de certains volcans. Ces réseaux correspondent à des zones d'écoulement convergeant vers une rivière principale comme l'illustre la Figure 6.1.

Ces rivières ont une profondeur typique de quelques mètres, une largeur de quelques dizaines de mètres et une longueur pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. Si l'âge de leur formation remonte aux périodes noachienne (3.5 à 4.6 Ga.) et hespérienne (1.8 à 3.5 Ga.), le processus de formation de ces réseaux est encore mal compris et nécessite un écoulement d'eau liquide sur des échelles de temps importantes. Ce mécanisme implique l'effet conjugué d'une atmosphère plus dense et d'une température de surface plus élevée autorisant un cycle d'évaporation et de précipitations susceptible d'alimenter les zones de ruissellement.

Les vallées de débâcle (*outflow channel*)

Les vallées de débâcle, aussi appelées chenaux d'inondation, sont larges de 10 à 100 kilomètres et mesurent jusqu'à 2000 kilomètres de long (cf. Figure 6.2). Ces chenaux sont en général situés sur les terrains relativement jeunes de l'hémisphère Nord (période amazonienne [Carr, 1996]). Ils sont pour la plupart concentrés au Nord-Est du dôme de Tharsis mais apparaissent également dans la région d'Elysium et d'Hadriarca Patera.

Les vallées de débâcle prennent généralement leur source dans les régions effondrées (terrains chaotiques) situées entre Valles Marineris et Chryse Planitia. Ces structures semblent



FIG. 6.1 – Anciens réseaux hydrographiques sur les hauts terrains cratérisés du Sud (Image NASA/JPL, 48°S , 98°W).

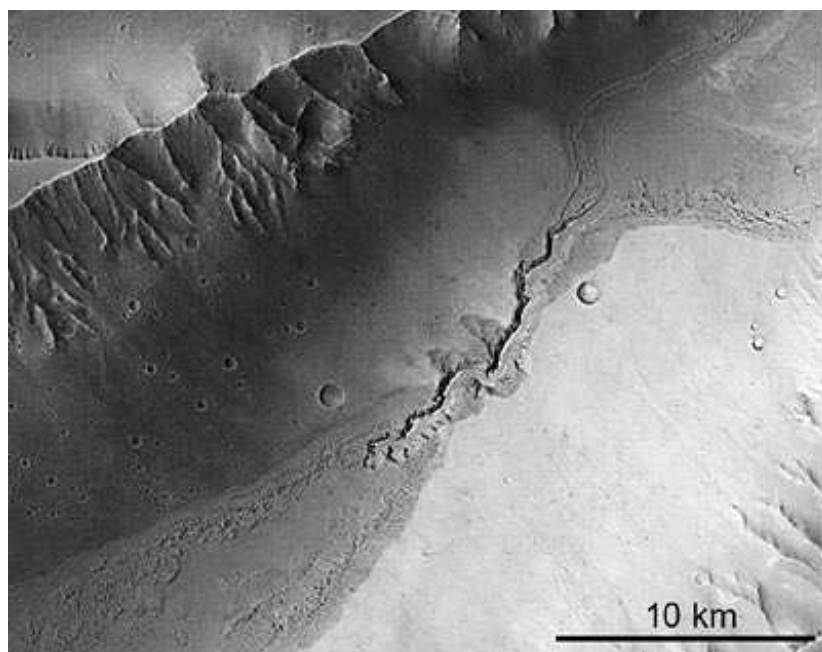


FIG. 6.2 – Kasei Valles : l'un des plus grands chenaux d'inondation sur Mars. Cette formation témoigne d'une activité fluviale et glaciaire dans l'histoire de la planète. Crédit ESA/Mars Express, 29°N , 300°E .

provoquées par des processus catastrophiques tels que la libération brutale d'une importante quantité d'eau souterraine sous l'effet d'une activité magmatique, d'une augmentation du flux thermique ou d'une charge hydraulique créée par l'accumulation de laves

[Carr, 1996]. Ces chenaux d'inondation représentent une preuve de la présence d'importantes quantités d'eau et de glace dans le sous-sol de Mars.

Les éjectas lobés

Un autre argument en faveur de l'existence d'un pergélisol riche en glace vient de l'impactisme météoritique. La plupart des cratères d'impact sur Mars sont entourés d'un anneau d'éjectas lobés, spécifiques à la planète rouge. Ce type d'éjecta indique que le terrain contenait une quantité importante d'eau ou de glace dans sa proche subsurface. Schématiquement, au moment de l'impact d'une météorite, le métamorphisme de choc se traduit par l'augmentation brutale de la température (par transformation de l'énergie cinétique en énergie thermique) et de la pression, provoquant la fusion et/ou la sublimation de l'eau et de la glace contenues dans le pergélisol. Les éjectas fluidisés et saturés en eau sont projetés radialement et retombent pour former des couronnes lobées comme l'illustre l'exemple du cratère de Yuty (Figure 6.3). Selon le cas, la couronne d'éjectas fluidisés peut être simple ou multiple. La répartition des cratères lobés sur Mars suggère la présence d'un pergélisol riche en glace sur l'ensemble de la planète [Costard, 1989].

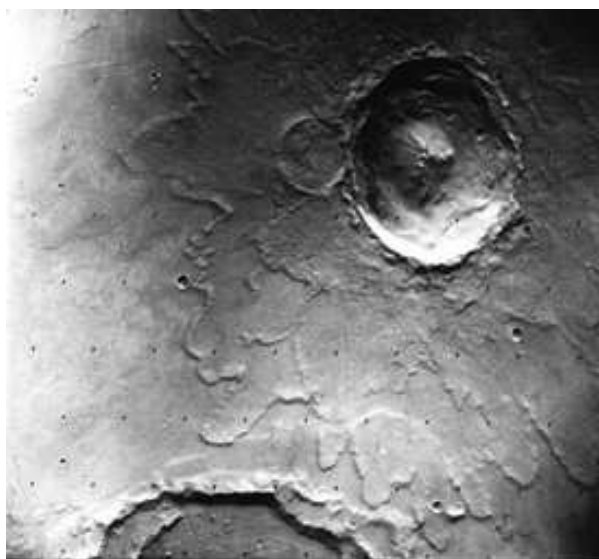


FIG. 6.3 – Couronne d'éjectas fluidisés multiples autour du cratère martien Yuty (18 km de diamètre). Le piton central et la couronne montagneuse externe sont parfaitement visibles (Crédit : NASA/JPL, 22.2° N, 325.8° E).

Les structures de ruissellement (*gullies*)

Concernant la présence éventuelle d'eau liquide sous les conditions climatiques actuelles, l'une des plus importantes découvertes vient de l'observation, par l'instrument Mars Observer Camera (MOC) à bord de la sonde Mars Global Surveyor (MGS), de nombreuses empreintes géologiques relativement jeunes appelées *gullies* et ressemblant aux formations de ravinement terrestres (cf. Figure 6.4). Ces structures ont été détectées

à moyennes et hautes latitudes dans les deux hémisphères de Mars. Par leur superposition avec des formations dunaires récentes ou des polygones trahissant un cycle de gel et de dégel du permafrost, à l'image de ceux rencontrés sur Terre, ces gullies semblent indiquer que des écoulements d'eau liquide ont eu lieu à la surface, au cours des derniers millions d'années [Malin et Edgett, 2000; Mellon et Phillips, 2001; Costard et al., 2002].

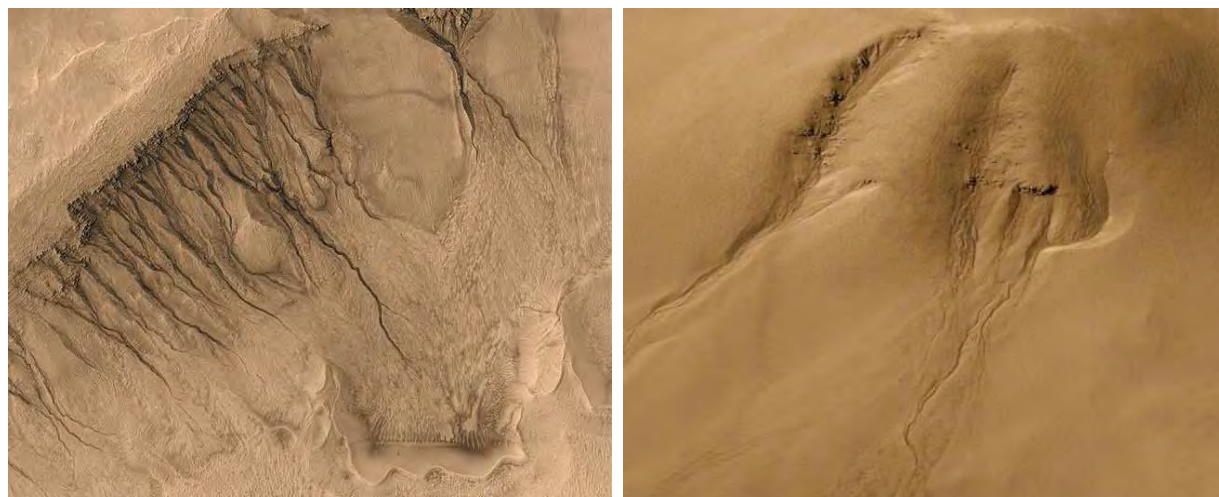


FIG. 6.4 – Exemples de gullies à la surface de Mars (crédit : NASA/JPL/MSSS).

6.2.2 Hypothèses de formation des gullies

De nombreux modèles ont été proposés pour expliquer l'origine des gullies martiens [Heldmann et Mellon, 2004]. En 2001, [Mellon et Phillips, 2001] ont évalué deux mécanismes de formation de ces structures sous des conditions environnementales (climatiques et géologiques) correspondant à celles supposées des derniers millions d'années. Dans un premier temps, ces auteurs ont examiné la stabilité de la glace [Mellon et al., 2004] contenue dans le permafrost et ses potentialités de fusion dans la proche subsurface (dans les premiers mètres) sous l'action combinée du flux de chaleur solaire et de la conduction de la subsurface. En particulier [Mellon et Phillips, 2001] ont évalué les effets de pente de la surface et de la latitude, des changements orbitaux et des propriétés thermophysiques du sol. Le deuxième mécanisme invoqué vient des capacités de gel et de dégel d'une fine couche de sol gelé à faible profondeur, saturée en glace et en instabilité thermodynamique, sous l'action du flux géothermique, conduisant à la formation de poches d'eau liquide proche de la surface. [Malin et Edgett, 2000] quant à eux suggèrent un aquifère superficiel comme responsable d'une libération massive d'eau en provenance du régolite et sculptant les structures observées sur une courte échelle de temps. Ce scénario de formation est cependant remis en question par la présence de gullies sur les pentes de dunes ou de cratères isolés comme indiqué par [Costard et al., 2002].

D'autres modèles émettent l'hypothèse que les gullies pourraient être formés par la fusion saisonnière de la glace condensée en surface. [Haberle et al., 2001; Mellon et Phillips, 2001] ont analysé la stabilité de l'eau liquide pour de nombreuses régions de Mars présentant une surface dépourvue de caractéristiques topographiques. Si ces travaux indiquent

la possibilité de la fusion de la glace d'eau superficielle sous des conditions climatiques différentes dans le passé de Mars, ils n'expliquent cependant pas la formation des gullies observés à hautes latitudes. Dans ses travaux, [Hecht, 2002] s'appuie sur l'influence de la topographie sur les conditions de fusion de la glace d'eau. Utilisant un modèle simple de transport local de chaleur, cet auteur montre que la fusion saisonnière de la glace de surface et proche subsurface, sous forme de faibles résurgences d'eau, peut se produire dans les dépressions du terrain presque n'importe où sur la planète, dans la mesure cependant où la fine couche de glace est soumise à un rayonnement solaire à incidence normale. Ces analyses thermodynamiques supposent également que la condensation hivernale génère des quantités de glace suffisamment importantes pour permettre leur fusion saisonnière. Le rôle de la topographie a également été considéré par [Costard *et al.*, 2002]. S'appuyant sur des analogies entre les gullies martiens et ceux observés au Groënland, ces auteurs proposent l'eau comme principal agent d'érosion et suggèrent la fusion de la glace contenue dans la proche subsurface (sous forme de pergélisol) comme en étant la source. Cette hypothèse permettrait d'expliquer la formation de gullies à hautes latitudes et sous des conditions d'obliquité élevée de la planète. Récemment, [Hartmann, 2002] et [Christensen, 2003] ont suggéré que les gullies pouvaient être formés suite à la fusion de la glace contenue dans des revêtements neigeux déposés pendant les périodes de forte obliquité et maintenus depuis dans des régions non exposées au rayonnement solaire.

Toutes ces études retiennent l'eau liquide comme principal agent d'érosion. Cependant, sous le climat actuel, les moyennes annuelles des conditions de température (≈ 273 K) et de pression (< 6.1 mbar) interdisent la présence et la stabilité de l'eau à l'état liquide à la surface de la planète (Figure 6.5). Dans ces conditions, c'est dans la proche subsurface de Mars qu'elle doit être recherchée.

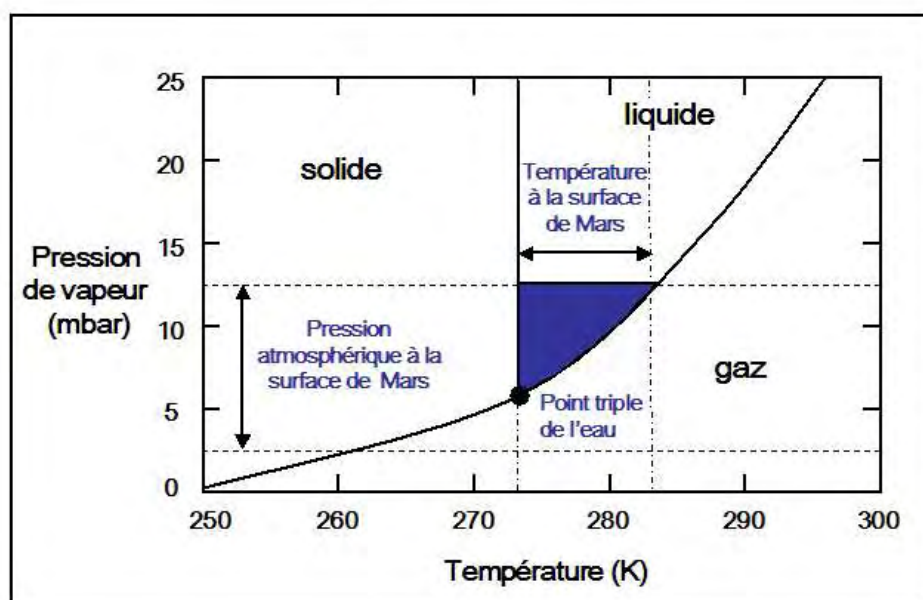


FIG. 6.5 – Diagramme de phase de l'eau pure. La zone colorée indique les conditions de température et de pression pour lesquelles l'eau liquide peut exister sur Mars.

6.2.3 Cartographie de la glace d'eau par spectrométrie gamma

Les récentes observations réalisées au moyen des composantes Neutron Spectrometer (NS) et High Energy Neutron Detector (HEND) de l'instrument Gamma-Ray Spectrometer (GRS) à bord de la sonde Mars Odyssey (MO), ont permis de dresser une carte globale de la distribution des flux de neutrons thermiques, épithermiques et de haute énergie comme l'illustrent les Figures 6.6 et 6.7 [Boynton *et al.*, 2002; Feldman *et al.*, 2002; Mitrofanov *et al.*, 2002].

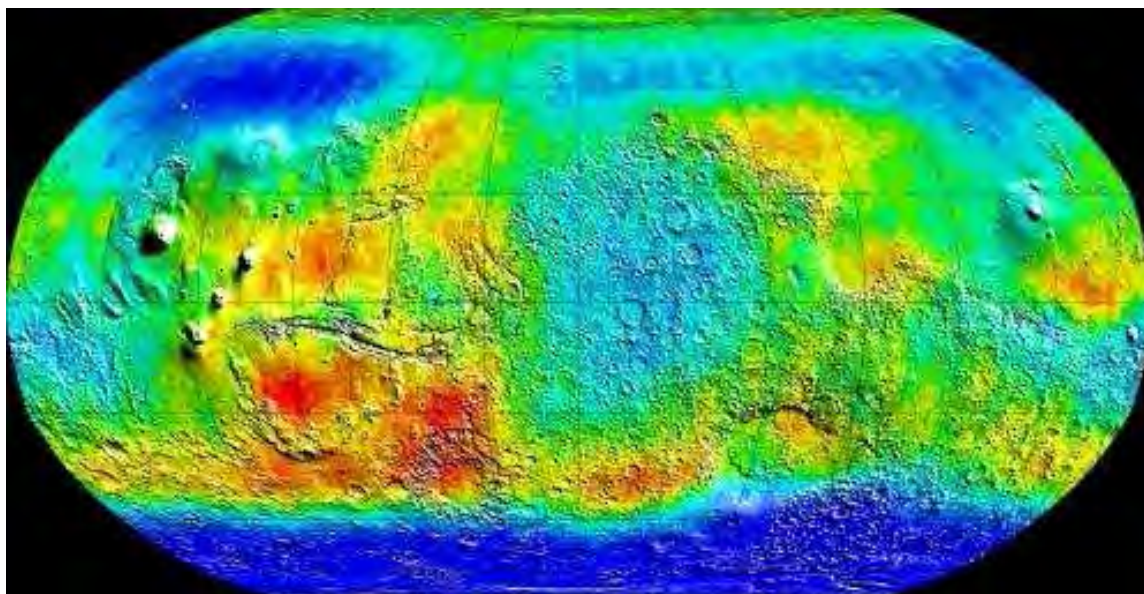


FIG. 6.6 – Cartographie des mesures orbitales des neutrons épithermiques par l'instrument HEND/MO. Les flux sont repérés par une échelle de couleur. Le bleu correspond aux régions à faible intensité de neutrons épithermiques, indiquant un sol riche en hydrogène, à l'image de la calotte polaire Nord avec des estimations à plus de 50% de glace d'eau. La couleur rouge indique les régions à faibles concentrations d'hydrogène. Crédit : NASA/JPL/Arizona State University.

Étant donné que la propagation de ces neutrons dépend fortement de la distribution spatiale (verticale et horizontale) des atomes d'hydrogène dans le premier mètre du sous-sol de Mars [Mitrofanov *et al.*, 2002], ces mesures de flux autorisent la cartographie des concentrations d'hydrogène, sous forme de glace d'eau ou de matériaux hydratés, dans les premiers mètres de la surface martienne à moyennes et hautes latitudes [Feldman *et al.*, 2004]. [Mitrofanov *et al.*, 2003] ont également suggéré l'utilisation des observations HEND, pour la distribution des neutrons épithermiques, comme moyen de détection de l'eau dans la subsurface de Mars dans la mesure où il existe une relation directe entre l'énergie enregistrée des neutrons et la profondeur à laquelle ils sont émis [Mitrofanov *et al.*, 2002]. Combinant les mesures dans la gamme d'énergie épithermique à celles des hautes énergies, ces études montrent notamment que la distribution verticale d'abondance de l'eau peut être déterminée pour différentes profondeurs allant de quelques centimètres à quelques mètres, dans les deux hémisphères, à moyennes et hautes latitudes. Ces estimations re-

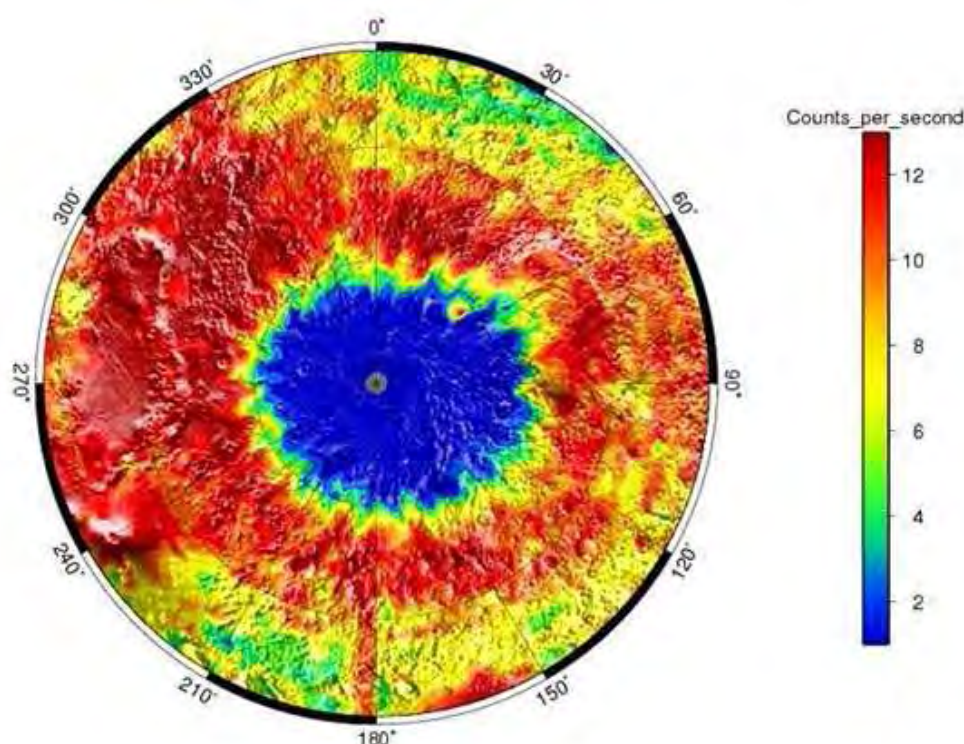


FIG. 6.7 – Cartographie des mesures orbitales des neutrons épithermiques pour l'hémisphère Sud de Mars. Cette carte a été réalisée à partir des données de l'instrument NS et montre l'abondance des neutrons épithermiques. Les régions en bleu correspondent à une forte diminution du flux de neutrons, indiquant un sol riche en hydrogène. En particulier, les régions situées au-dessus de 60° de latitude révèlent la présence d'une importante quantité de glace d'eau. Crédit : NASA/JPL/Arizona State University.

posent sur l'hypothèse d'un modèle à deux couches de la structure du régolite comprenant une couche superficielle relativement sèche (i.e. à faible concentration en hydrogène) reposant sur une matrice riche en glace d'eau ou en matériaux hydratés.

6.2.4 Éventualité de la présence d'eau liquide en surface et dans la proche subsurface de Mars

Adoptant une décomposition similaire de la subsurface, [Mellon *et al.*, 2004] ont proposé une cartographie géographique de la stabilité de la glace d'eau en fonction de la profondeur pour l'hémisphère Sud de la planète. Cette stabilité étant fortement dépendante de la quantité d'eau atmosphérique [Mellon *et al.*, 2004], d'autres auteurs ont identifié les régions favorables à la présence d'eau liquide en surface sous les conditions climatiques actuelles [Haberle *et al.*, 2001; Kossacki *et Markiewicz*, 2004; Möhlmann, 2004]. Utilisant un modèle de circulation atmosphérique général pour localiser les régions de la

surface où les conditions de température et de pression se situent au-dessus du point triple et en dessous du point d'ébullition de l'eau, [Haberle et al., 2001] ont estimé les régions de Mars et évalué le nombre de jours par an où les conditions climatiques favorisent la présence d'eau à l'état liquide (pure ou à teneur en sels), c'est-à-dire les régions où la pression de CO_2 ambiante serait supérieure à la pression de vapeur saturante de l'eau. Les résultats sont présentés en Figure 6.8 pour le cas d'une eau pure et en Figure 6.9 pour le cas d'une eau contenant une concentration de sels. Ces estimations concernent les régions où l'eau, quel que soit son mécanisme de formation, ne subira pas de sublimation mais plutôt une évaporation impliquant le passage par la phase liquide. La formation de l'eau dans de telles régions dépendra également de la présence d'une couche de glace dans le proche sous-sol de la planète.

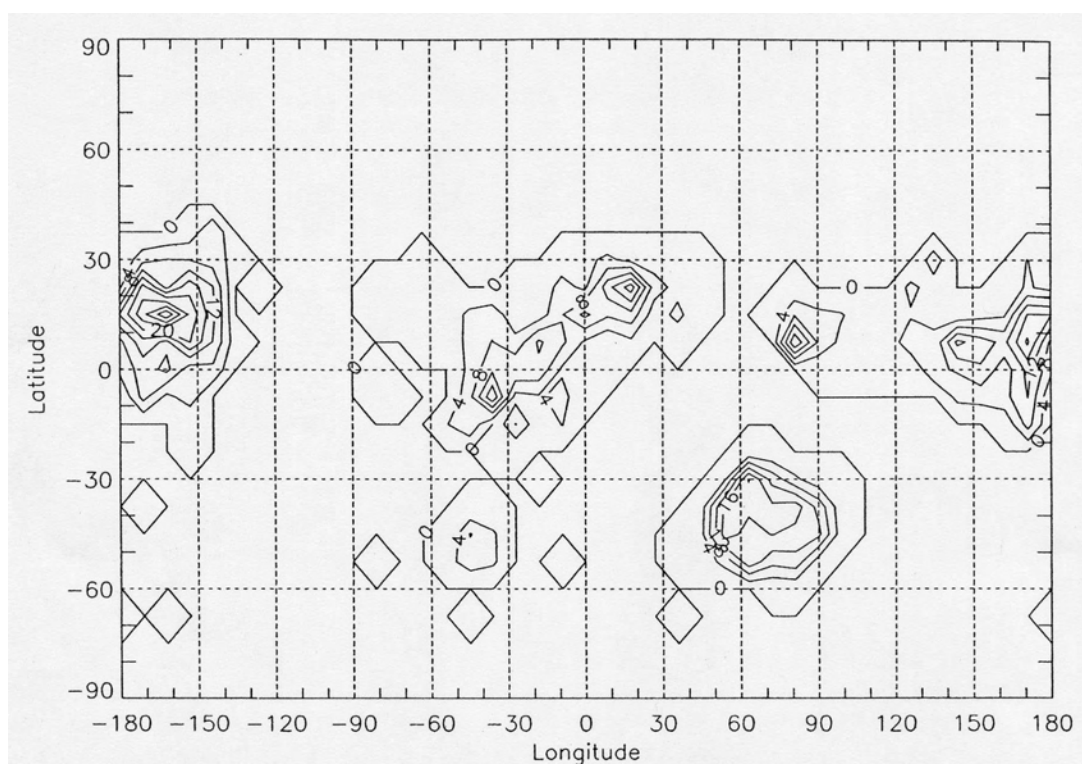


FIG. 6.8 – Cartographie de Mars en nombre de jours par an où les conditions atmosphériques (pression et température) autorisent la présence d'eau pure liquide à la surface de Mars. L'intervalle des contours est de 5 sols [Haberle et al., 2001].

Une autre théorie, basée sur le transport vertical de vapeur d'eau dû aux variations saisonnières du flux géothermique, a été avancée pour expliquer l'apparition temporaire de l'eau à la surface sous les conditions climatiques actuelles [Clifford, 1993]. Schématiquement, sous l'action d'un gradient géothermique, la vapeur d'eau remonte des régions à hautes températures en profondeur (forte pression de vapeur) jusqu'à la limite supérieure de la cryosphère plus froide (faible pression de vapeur) où elle condense et s'infiltre dans les pores d'une couche de matériaux volcaniques perméables. En présence de matériaux imperméables (évaporites), cette vapeur d'eau peut se condenser localement dans

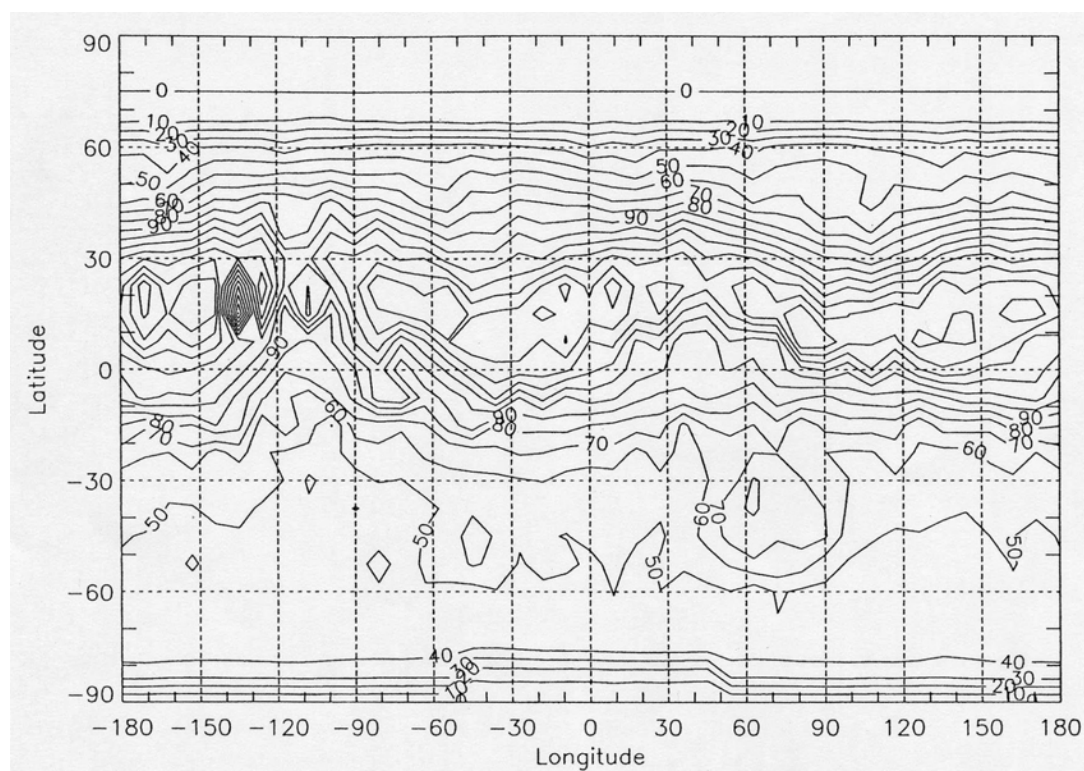


FIG. 6.9 – Cartographie de Mars en nombre de jours par an où les conditions atmosphériques (pression et température) autorisent la présence d'eau liquide enrichie en chlorure de sodium (NaCl) à la surface de Mars. L'intervalle des contours est de 10 sols [Haberle et al., 2001].

des couches proches de la surface, formant ainsi une lentille d'eau saline séparée de la surface par une couche mince de pergélisol (cf. Figure 6.10). Lorsque la glace contenue dans la couche de pergélisol sublime au printemps (en fonction de son épaisseur et de sa profondeur), l'eau du réservoir local peut alors traverser les pores libérés du pergélisol et apparaître en surface si les conditions de température et de pression décrites par [Haberle et al., 2001] sont présentes. Éventuellement, la pression hydrostatique exercée par l'eau accumulée peut être suffisante pour rompre la couche de pergélisol, libérant le volume d'eau stockée en surface [Clifford, 1993].

L'ensemble de ces études indique que l'on peut raisonnablement supposer la présence d'eau à l'état liquide dans les premiers mètres de la surface martienne, au moins temporairement. Les systèmes radar étant sensibles aux contrastes diélectriques, la présence d'eau dans la subsurface pourrait conduire à des interfaces aisément détectables en raison de leur forte permittivité liée à leur taux d'humidité.

Comme nous l'avons montré au cours des chapitres précédents, les systèmes SAR polarimétriques représentent actuellement le moyen le plus efficace d'accéder à une information de subsurface. Les applications terrestres réalisées ces trente dernières années ont démontré le potentiel de tels systèmes pour retirer des informations relatives aux structures enfouies, permettant l'exploration de la subsurface jusqu'à des profondeurs de quelques

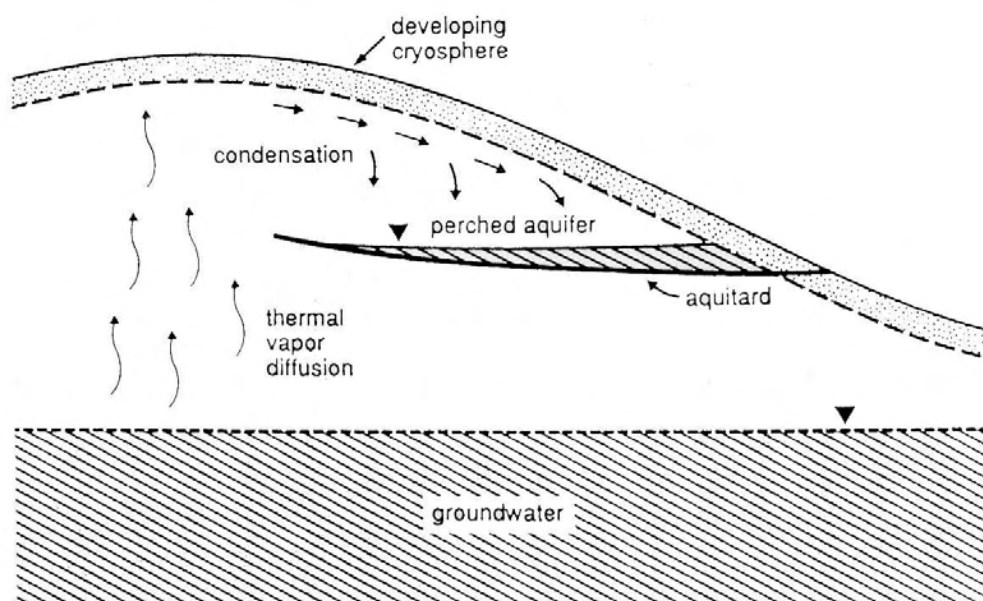


FIG. 6.10 – Illustration du modèle de Clifford décrivant le processus thermique de diffusion de vapeur pouvant conduire à la formation de lentilles d’eau dans le proche sous-sol en présence de matériaux imperméables (évaaporites) [Clifford, 1993]. Ce modèle pourrait expliquer les gullies observés récemment dans les hautes latitudes.

mètres dans des sols à faibles pertes. L’utilisation de systèmes SAR dans les régions de Mars présentant un contexte géoélectrique faiblement conducteur ainsi que des conditions géothermiques favorables, devrait permettre la détection de l’humidité dans la proche subsurface et d’en suivre l’évolution temporelle. Dans nos précédents travaux ([Lasne et al., 2004]), nous avons également montré que la différence de phase entre les modes d’acquisitions HH et VV d’images SAR polarimétriques pouvait être corrélée à la présence d’humidité. De plus, le recours à la phase radar permet d’envisager des performances de détection à des profondeurs supérieures à celles autorisées par l’utilisation des indicateurs radiométriques classiques σ_{HH}^0 et σ_{HV}^0 . Nous nous proposons ici d’extrapoler les études menées sur le Pyla au cas martien. Nous chercherons notamment à définir les performances des systèmes SAR, en termes de paramètres instrumentaux, pour l’exploration des premiers mètres de la surface martienne, ainsi que le potentiel de la différence de phase copolaire comme indicateur de l’humidité du sous-sol. Cette démarche nécessite la définition préalable d’un modèle géoélectrique de la subsurface de Mars.

6.3 Modèle géoélectrique de la proche subsurface

Ce chapitre étant consacré à la recherche d’eau liquide dans les premiers mètres du sous-sol martien, la connaissance des propriétés physiques du terrain est indispensable à l’évaluation des performances de pénétration des systèmes SAR pour l’extraction d’informations de subsurface, et plus particulièrement pour l’exploitation du signal de phase

radar en tant qu'indicateur d'humidité. Le contexte géologique et géophysique du sous-sol martien étant encore mal connu, nous avons initialement supposé un modèle géoélectrique simple de la subsurface de Mars en nous appuyant sur les observations récentes de la sonde Mars Odyssey ainsi que sur les données minéralogiques dérivées des analyses spectroscopiques réalisées par les rovers Viking 1/2 (1977), Mars Pathfinder (1997), Spirit et Opportunity (2004).

6.3.1 Analyse spectroscopique et cartographie de l'hydrogène

S'appuyant sur les acquisitions récentes de la sonde Mars Odyssey, [Boynnton *et al.*, 2002; Feldman *et al.*, 2002; Mitrofanov *et al.*, 2002] ont montré que la proche subsurface de Mars pouvait être représentée comme une superposition de couches à teneur variable en hydrogène (sous forme de glace d'eau ou de matériaux hydratés) à moyennes et hautes latitudes. Ces études reposent sur la cartographie des distributions de flux de neutrons thermiques (d'énergie $E < 0.4$ eV), épithermiques ($0.4 \text{ eV} < E < 0.7$ MeV) et rapides ($0.7 \text{ MeV} < E < 1.6$ MeV) provenant des premiers mètres sous la surface. En effet, Mars étant dépourvu de champ magnétique, les rayons gamma cosmiques, de longueurs d'onde comparables aux distances interatomiques, se propagent aisément à travers son atmosphère ténue et interagissent avec la surface. Cette réaction de *spallation* est responsable de la production de neutrons secondaires plus ou moins énergétiques. Ceux-ci interagissent ensuite avec les noyaux atomiques selon deux phénomènes distincts (Figure 6.11). Premièrement, un neutron peut rebondir sur un noyau en lui transmettant une partie de son énergie (phénomène de diffusion élastique). Lors du retour à l'état fondamental, le noyau libère son surplus d'énergie en émettant des rayons gamma. Le neutron peut également être capturé (capture neutronique) pour former un noyau instable émettant naturellement des rayons gamma par désintégration radioactive. Quel que soit le mode d'émission, l'énergie des rayons gamma est toujours caractéristique de l'élément excité (quantification des niveaux d'énergie). Certains éléments radioactifs naturels (thorium, potassium, uranium) émettent spontanément des rayons gamma en se désintégrant. En étudiant alors ces rayonnements il est possible non seulement d'identifier avec certitude les éléments chimiques, mais aussi d'évaluer leur concentration respective avec une bonne précision.

Alors que l'interaction des rayons cosmiques avec les noyaux atomiques des espèces chimiques présentes conduit à une signature spectroscopique gamma unique permettant d'identifier la composition de la subsurface martienne, les neutrons secondaires permettent également de détecter la présence d'hydrogène dans le sol martien. En effet, la propagation de ces neutrons est fortement dépendante de la présence d'atomes d'hydrogène dans la mesure où ces derniers ont la particularité de ralentir les neutrons rapides et épithermiques et d'absorber les neutrons de basse énergie (thermiques) [Mitrofanov *et al.*, 2002]. Un déficit de neutrons de haute énergie d'une région à l'autre peut donc révéler la présence d'eau dans la proche subsurface, l'hydrogène étant un constituant essentiel de la molécule d'eau. Pour ce faire, deux spectromètres à neutron complètent l'instrument GRS sur Mars Odyssey. L'instrument NS peut détecter une large gamme de neutrons qu'ils soient peu énergétiques (thermiques), moyennement énergétiques (épithermiques) ou très énergétiques (neutrons rapides). Le spectromètre HEND quant à lui n'enregistre que les contributions des neutrons de haute énergie.

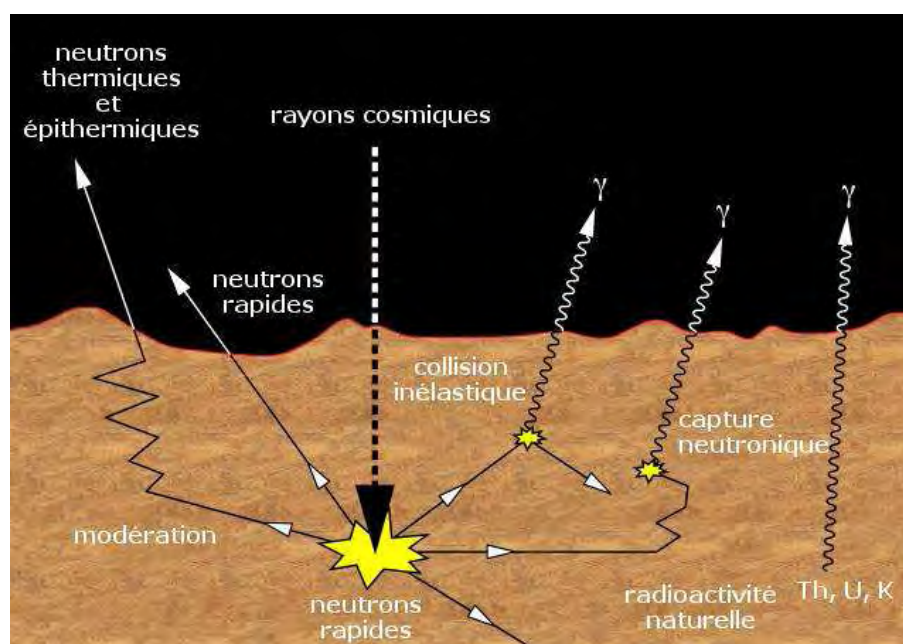


FIG. 6.11 – *Lorsqu’une surface planétaire est bombardée par des rayons cosmiques, elle émet des neutrons de haute énergie. Ces derniers peuvent s’échapper librement (en perdant parfois de l’énergie) ou interagir avec des noyaux atomiques (collision inélastique ou capture) en provoquant une émission de rayons gamma caractéristiques de l’élément frappé. Crédit JPL/NASA.*

6.3.2 Géométrie à 2 couches

Utilisant les données acquises par l’instrument HEND, [Feldman et al., 2002] ont relié les flux de neutrons à la distribution spatiale (verticale et horizontale) de l’hydrogène dans les premiers mètres du sous-sol de Mars, à l’échelle planétaire. [Boynton et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002] ont quant à eux identifié les régions présentant un déficit de neutrons de haute énergie (Figures 6.6 et 6.7). Ces déficits ont alors été corrélés à de fortes concentrations d’hydrogène en subsurface. Tous ces auteurs montrent également qu’il existe une relation directe entre l’énergie enregistrée des neutrons et la profondeur depuis laquelle ils sont émis. Par exemple, le taux de production des neutrons rapides présente un maximum pour des profondeurs inférieures à un quinzaine de centimètres alors que les neutrons épithermiques sont produits à une profondeur variant entre 1 et 3 mètres [Mitrofanov et al., 2003]. En combinant les mesures réalisées dans la gamme d’énergie épithermique avec celles effectuées pour des énergies supérieures à 1 MeV, [Mitrofanov et al., 2003] montrent qu’il est possible de reconstruire la distribution d’abondance de l’eau à différentes profondeurs allant des premiers centimètres à quelques mètres sous la surface. Ces différentes études indiquent également que la variation du flux des particules épithermiques peut être interprétée du point de vue d’une structure en couche du régolite, dans laquelle une couche superficielle de poussière présentant un faible taux d’humidité (i.e. pauvre en hydrogène et donc majoritairement responsable de l’émission de neutrons rapides) recouvre une structure de subsurface plus humide riche en glace d’eau (i.e. riche

en hydrogène et donc contribuant majoritairement à l'émission de neutrons épithermiques et thermiques) [Mitrofanov *et al.*, 2002; 2003]. Pour ces raisons, le modèle géoélectrique retenu dans nos simulations est constitué d'une couche de poussière d'épaisseur variable (entre 1 et 4 mètres) avec un taux d'humidité nul reposant sur un substratum basaltique dont nous ferons varier le taux d'humidité afin d'évaluer le potentiel de la différence de phase copolaire comme indicateur d'humidité. Notons que chaque interface est caractérisée par ses paramètres de rugosité (longueur de corrélation l_c et écart-type des hauteurs σ) ainsi que par ses paramètres électromagnétiques dérivant des analyses minéralogiques de la surface de Mars.

6.3.3 Composition minéralogique du sol martien

Les performances de pénétration des systèmes SAR sont fortement dépendantes de la pétrologie et de la minéralogie de la subsurface de Mars [Olhoeft, 1998a; Heggy *et al.*, 2001] qui définissent les propriétés électriques et magnétiques des couches géologiques sondées. Les analyses chimiques de la surface martienne, réalisées par les instruments XRF (X-Ray Fluorescence) des atterrisseurs Viking et APXS (Advanced Proton X-ray Spectrometer) de la mission Mars Pathfinder, montrent que la phase minérale principale de la géologie de surface est constituée d'une couche de poussière riche en oxydes de fer, omniprésente sur Mars. Les récentes observations avec l'instrument TES (Thermal Emission Spectrometer) de l'orbiteur Mars Global Surveyor (MGS) et les acquisitions multispectrales réalisées au moyen du télescope spatial Hubble à l'occasion des oppositions Terre-Mars (1994 et 1998), confirment ces résultats. Ces données apportent notamment un argument en faveur de l'hypothèse selon laquelle la matrice superficielle serait issue de l'altération hydrothermale de matériaux basaltiques riches en fer [Pinet et Chevrel, 1990; Newsom et Hagerty, 1999; Christensen *et al.*, 2000a].

Par exemple, les spectromètres TES de MGS et Mini-TES des rovers Spirit et Opportunity ont permis la mise en évidence d'importantes quantités d'hématite cristalline ($\alpha - Fe_2O_3$) et d'autres oxydes ferriques tels que la goethite ou encore la jarosite dont la formation implique la présence d'eau liquide [Christensen *et al.*, 2000b; Christensen et Ruff, 2004a; Christensen *et al.*, 2004b;c; Klingelhöfer *et al.*, 2004a]. De précédentes observations effectuées par les sondes Viking rapportent aussi la présence de minéraux fortement magnétiques comme la maghémite ($\gamma - Fe_2O_3$) ainsi que d'autres composés ferromagnétiques [Hargraves *et al.*, 1977]. Mars Pathfinder a également relevé la présence de maghémite dans la couche de poussière martienne. D'autres observations en infrarouge par la sonde Mariner 9, avec l'instrument IRIS (InfraRed Interferometric Spectrometer), ont révélé la présence de composés silicatés (SiO_2) en surface ainsi que dans les poussières atmosphériques [Christensen, 1998] permettant l'identification de régions basaltiques isolées. La présence de pyroxènes (augite, pigeonite), de feldspaths plagioclases, d'olivines et de clinopyroxènes, a aussi été détectée à la surface de Mars par mesures infrarouges [Pinet et Chevrel, 1990] et avec les instruments TES [Christensen *et al.*, 2000a] et Mini-TES [Christensen *et al.*, 2004c]. Ces observations confirment l'origine basaltique de la surface martienne.

Plus récemment, les instruments APSX (Alpha Particle X-ray Spectrometer) sur les rovers Spirit (MER-A) et Opportunity (MER B), ont révélé des compositions minéralogiques

du cratère de Gusev et de Meridiani Planum, similaires à celles des sites d'atterrissage des précédentes missions comme le montre Tableau 6.1 [Christensen et al., 2004b; Gellert et al., 2004; Klingelhöfer et al., 2004b; Rieder et al., 2004].

Oxyde	Viking 1	Viking 2	Mars Pathfinder	Spirit	Opportunity
Na_2O	-	-	2.3 ± 0.9	3.3 ± 0.31	1.6 ± 0.3
MgO	8.3	6	7.7 ± 1.1	9.3 ± 0.24	7.1 ± 0.2
Al_2O_3	5.7	7.1	8.5 ± 0.8	10.0 ± 0.22	8.6 ± 0.2
SiO_2	44.7	43.5	49.5 ± 2.5	45.8 ± 0.44	43.8 ± 0.4
P_2O_5	-	-	-	0.84 ± 0.07	0.82 ± 0.04
SO_3	7.7	8.1	5.5 ± 1.1	5.82 ± 0.86	5.57 ± 0.05
Cl	0.8	0.6	0.6 ± 0.2	0.53 ± 0.13	0.44 ± 0.03
K_2O	<0.3	<0.15	0.3 ± 0.1	0.41 ± 0.03	0.44 ± 0.1
CaO	5.9	5.6	6.5 ± 0.9	6.10 ± 0.27	6.67 ± 0.05
TiO_2	0.9	1.0	1.2 ± 0.2	0.81 ± 0.08	1.08 ± 0.05
Cr_2O_3	-	-	-	0.35 ± 0.07	0.46 ± 0.02
MnO	-	-	-	0.31 ± 0.02	0.36 ± 0.02
Fe_2O_3	18.2	17.8	17.2 ± 1.6	15.8 ± 0.36	20.7 ± 0.2

TAB. 6.1 – *Pourcentage pondéral des espèces chimiques de la surface martienne, exprimées en oxydes, pour différents sites d'atterrissage. Compte tenu du seuil de détectabilité instrumental, les éléments légers n'ont pas pu être mesurés ce qui explique que la somme des pourcentages ne soit pas égale à 100%. (-) valeur non mesurée ou limite instrumentale.*

Les analyses minéralogiques et pétrologiques des cinq sites, différents en localisation et en temps, indiquent des compositions chimiques similaires, validant l'hypothèse de l'homogénéité de la couche de poussière à la surface de Mars [Rieder et al., 1997]. Le sol martien semble ainsi être composé principalement de minéraux issus de l'altération de basaltes mégaferriques, semblables par exemple aux basaltes rencontrés en Afrique de l'Est [Paillou et al., 2001a], mélangés avec d'autres composés comme des sulfates et chlorates (évaporites) résultant d'une activité hydrothermale.

Il convient cependant de noter que la minéralogie de surface renseigne plus sur les mécanismes d'altération, d'érosion et d'oxydation de la surface que sur la composition minéralogique réelle de la croûte martienne. Cette dernière peut en effet présenter un taux d'oxydes de fer plus faible rendant ainsi la surface moins conductrice et donc plus favorable à la pénétration des ondes radar. Si aucune observation directe à ce jour ne nous permet d'établir un modèle minéralogique précis du sous-sol martien, nous pouvons raisonnablement supposer que le manteau de poussière superficiel recouvre des couches volcaniques comme des basaltes fracturés, des coulées de laves, avec une composante de glace intersticielle variable (géographiquement et stratigraphiquement) [Clifford, 1993]. Si l'on considère cette configuration bimodale comme représentative de la proche subsurface martienne, alors les matériaux présents dans les premiers mètres peuvent atténuer significativement le signal radar en raison des pertes électriques et magnétiques, limitant la profondeur de pénétration des systèmes SAR. Concernant la détection d'humidité dans la proche subsurface de Mars, les radar à synthèse d'ouverture pourraient alors opérer plus efficacement dans des régions spécifiques où le contexte géoélectrique serait localement

moins conducteur et le gradient géothermique favorable à la présence d'eau liquide intersticielle à faible profondeur.

Afin d'évaluer les performances de pénétration des systèmes SAR dans un tel contexte géoélectrique, nous avons considéré un problème de diffusion à deux couches : la couche supérieure, principalement constituée d'un mélange sec d'oxydes de fer, de basalte, de sels et de matériaux météoritiques, recouvre un substratum de composition basaltique avec un taux d'humidité variable (Figure 6.12).

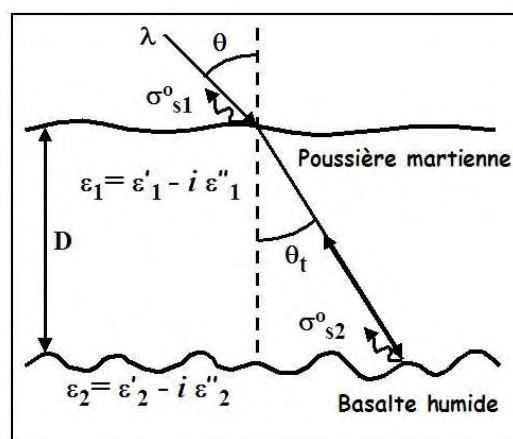


FIG. 6.12 – Géométrie de la subsurface martienne pour le problème de diffusion à deux couches.

6.3.4 Caractérisation électromagnétique

Types d'échantillons

Sur la base des hypothèses relatives aux propriétés minéralogiques et pétrologiques supposées du sous-sol de Mars, les propriétés électromagnétiques du modèle géologique considéré ont été déterminées en laboratoire à partir de roches et minéraux terrestres analogues aux matériaux volcaniques et sédimentaires observés à la surface de Mars. Cette étude expérimentale repose sur la caractérisation des paramètres diélectriques et magnétiques de trois types d'échantillons :

- **terrestres** : ces échantillons correspondent à des matériaux représentatifs du sol martien (surface et subsurface) du point de vue de leur composition minéralogique. Par exemple, les études réalisées sur les basaltes prélevés à Djibouti révèlent une composition minéralogique similaire aux basaltes martiens analysés par les instruments des sondes Viking et Pathfinder [Paillou *et al.*, 2001a; Heggy, 2002]. Les basaltes collectés à Djibouti proviennent d'une structure géologique stratiforme en tout point comparable à la stratigraphie de la croûte supérieure de Mars révélée par des images à haute résolution de la caméra MOC comme le montre la Figure 6.13 [Paillou *et al.*, 2001a]. L'altération et l'érosion de ces basaltes produisent des sédiments possédant des propriétés diélectriques importantes de même qu'une forte concentration en oxydes de fer à l'image des sols martiens.

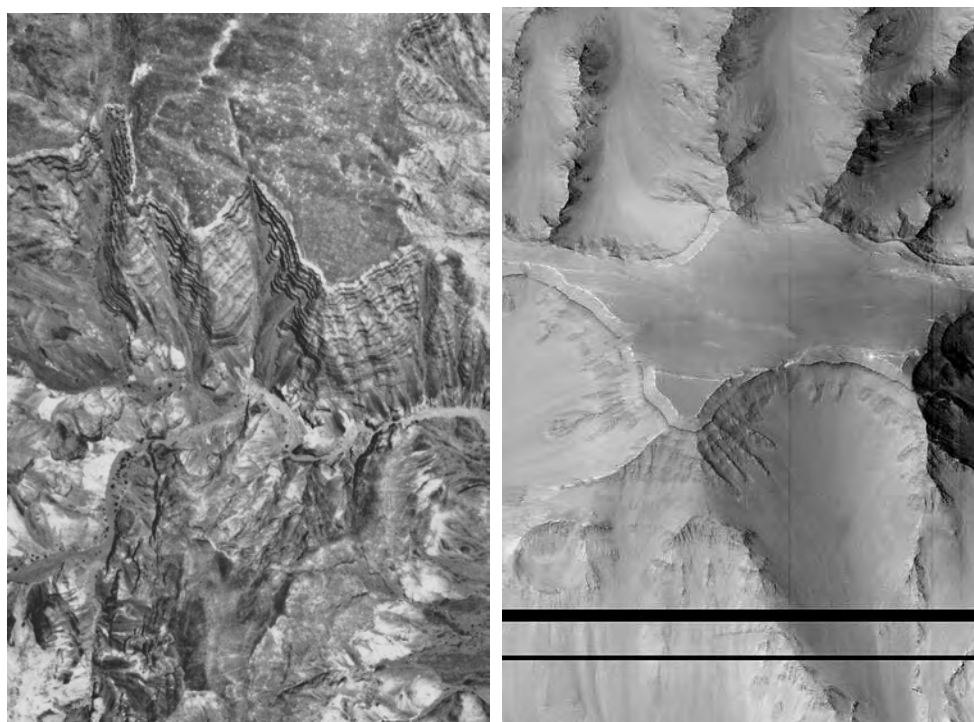


FIG. 6.13 – Comparaison des séries stratiformes de l'Afar à Djibouti (à gauche, source IGN 1984) et de Valles Marineris (à droite, source NASA/JPL/MSSS/MOC). Les deux images sont d'échelle comparable.

- synthétiques : ces échantillons sont de deux natures. Des échantillons ont été réalisés à partir de mélanges des principaux minéraux observés à la surface de Mars (silice, hématite, maghémite, gypse, calcite, etc...). D'autres correspondent à des compositions minéralogiques pures synthétisées en laboratoire (alumine, argelac, bentonite, kaolinite, illite, etc...).
- extraterrestres : La surface de Mars ayant été soumise à un impactisme météoritique intense, nous avons effectué des mesures de permittivité sur des échantillons de météorites de type chondrite ferreuse et de sidérite afin de rendre compte de la composition minéralogique des hauts plateaux cratérisés du Sud (de nature basaltique) par opposition aux basses plaines sédimentaires du Nord (de nature andésitique).

Des analyses spectroscopiques en rayons X ont été réalisées sur chacun des échantillons terrestres afin de déterminer avec précision leur composition minéralogique et de s'assurer de leur caractère analogue. Il convient cependant de rappeler qu'il n'existe pas de description unique des propriétés géo-électriques des matériaux martiens. Si les mesures effectuées en laboratoire donnent des valeurs acceptables des caractéristiques électromagnétiques du sous-sol martien, elles n'en demeurent pas moins des estimations approximatives de la complexité du cas réel et donc non définitives. Ces mesures donnent donc un intervalle de valeurs de permittivité, conductivité et perméabilité, dans lequel peut se situer la réalité de la surface martienne et pour lequel nous nous proposons d'évaluer les performances de pénétration de systèmes SAR.

Préparation des échantillons

La détermination des caractéristiques électromagnétiques passe d'abord par la préparation des échantillons. Dans un premier temps, les échantillons bruts sont lavés pour être débarrassés des sels et autres impuretés susceptibles d'altérer leur conductivité. Ces objets sont ensuite réduits en poudre par un processus manuel permettant d'atteindre une granulométrie entre 300 et 500 μm . Les granulométries plus faibles (10 à 50 μm) sont atteintes à l'aide d'un broyeur électrique. Cette étape terminée, les poudres obtenues sont séchées en étuve à 80°C pendant 48 heures pour en évacuer l'eau qui tend à augmenter la valeur de leur constante diélectrique. Cette étape est indispensable pour respecter les conditions d'aridité régnant à la surface de Mars.

Les poudres obtenues servent également à la formation de pastilles selon un processus de compaction au moyen d'une presse hydraulique. Le degré de compaction est défini en estimant la pression lithosphérique moyenne de Mars pour une profondeur d donnée à partir de l'équation suivante :

$$\rho_{Mars} g_{Mars} d = M_{hyd} g_{Terre} / A_{past} \quad (6.1)$$

où ρ_{Mars} est la densité moyenne de la croûte martienne, g_{Mars} et g_{Terre} représentent les constantes gravitationnelles de Mars et de la Terre respectivement. d est la profondeur pour laquelle on cherche à déterminer le degré de compaction. Le paramètre A_{past} correspond à l'aire surfacique de la pastille. Le diamètre des pastilles étant de 13 mm pour 2 mm d'épaisseur, la connaissance *a priori* de la densité moyenne de la croûte martienne ($\rho_{Mars} = 3.93 \text{ g.cm}^{-3}$) et de la constante gravitationnelle de la planète ($g_{Mars} = 3.73 \text{ m.s}^{-2}$) permet de déterminer la masse à appliquer lors de la compaction des échantillons. Une rapide application de l'Equation 6.1 indique que le taux de compaction pour les premiers mètres sous la surface est relativement faible compte tenu de la densité supposée de la couche de poussière. Concernant, la couche sous-jacente, celle-ci correspondant à un substratum basaltique fracturé et impacté, il convient de considérer une densité plus forte résultant de la pression exercée sur le régolite martien lors du métamorphisme d'impact, afin de rendre les profils géoélectriques les plus cohérents possibles. En d'autres termes, la compaction permet de simuler les profils de porosité du sous-sol martien et d'étudier l'influence de la porosité sur la permittivité complexe. En effet, avec une permittivité relative de l'air ϵ_{air} proche de 1, le pourcentage d'air présent tend à diminuer la valeur réelle de la constante diélectrique à l'inverse de l'eau ($\epsilon_{eau} \approx 80$). Cet effet a fait l'objet d'une étude détaillée par [Heggy et al., 2001].

Chaîne de mesure

Les mesures de permittivité complexe ont été réalisées avec l'analyseur d'impédance HP4291A (Figure 6.14) du laboratoire PIOM de Talence, dans la gamme de fréquence [200 MHz - 1.8 GHz], couvrant les fréquences des futurs radar imageurs à ouverture synthétique MEEM et Scout Radar (bande P, 430 MHz).

Par opposition aux méthodes dites de réflexion-transmission qui mesurent les coefficients de réflexion et de transmission d'une onde électromagnétique incidente sur un échantillon, la méthode utilisée dans nos travaux fait appel à des cellules capacitives. Le principe de



FIG. 6.14 – Analyseur d'impédance HP4291A connecté à une cellule coaxiale ouverte pour les mesures de permittivité des poudres.

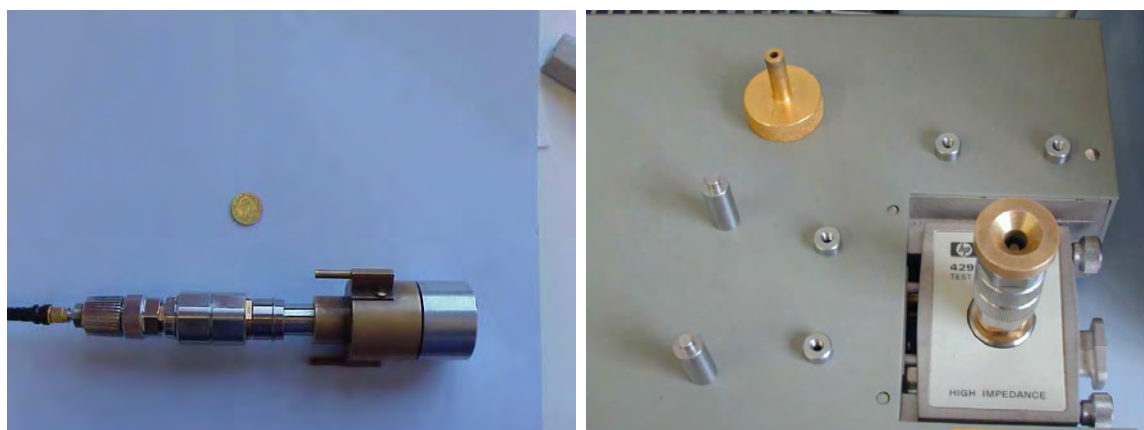


FIG. 6.15 – À gauche : cellule à lame centrale de ligne coaxiale (GR 14) pour l'étude des pastilles. À droite : cellule coaxiale ouverte pour l'analyse des poudres.

cette méthode repose sur la mesure de la variation de la fréquence de résonance dans une cavité résonante contenant l'échantillon à analyser. Disposant de deux formes d'échantillons (poudres et pastilles), nous avons utilisé deux types de cellules capacitives : une cellule dite à *pastille* (Figure 6.15, à gauche) et une cellule coaxiale ouverte pour les poudres (Figure 6.15, à droite).

Dans un premier temps, la chaîne de traitement consiste à calibrer l'analyseur en définissant un plan de référence en amplitude et en phase en sortie de celui-ci. La calibration est effectuée au moyen de 4 cellules de référence de type : ouverte, court-circuit, charge adaptée et condensateur. L'étape suivante consiste en la compensation des cellules capacitives servant à évaluer les pertes le long de la ligne de mesure ainsi que le facteur de correction, inversement proportionnel à la capacité de la cellule. Cette étape requiert des mesures en circuit ouvert et court-circuit pour chacune des cellules capacitives. Ces dernières sont ensuite étalonnées au moyen d'un échantillon de silice pure dont la variation de la constante diélectrique en fonction de la fréquence est parfaitement connue (échantillon de référence). Après la calibration de l'analyseur, la compensation et l'étalonnage

des cellules, l'étape suivante concerne le processus de mesure des paramètres diélectriques. Concernant la cellule à pastille, les échantillons sont confinés entre une lame centrale de ligne coaxiale (condensateur GR 14) et un court-circuit refermant la ligne de mesure. Notons que la surface des pastilles doit être suffisamment lisse pour assurer un bon contact avec le condensateur et s'affranchir ainsi de résonances indésirables. La procédure de mesure fournit la conductance et la capacité de la pastille dont sont déduites les valeurs des paramètres ϵ'' et ϵ' respectivement. Les échantillons en poudre sont quant à eux mesurés au moyen de la cellule coaxiale ouverte qui permet de déterminer les paramètres ϵ'' et ϵ' à partir de la mesure de la capacité linéique et des pertes dues au caractère diélectrique du composé analysé.

Résultats de mesure

Les résultats de mesures sont présentés dans le Tableau 6.2 pour la bande L (1.4 GHz) et la bande P (430 MHz). Une analyse rapide révèle une augmentation des parties réelle et imaginaire (exprimée en tangente de pertes) en fonction de la fréquence. Ce phénomène peut être attribué à la granulométrie qui affecte le comportement électrique et magnétique des matériaux. En effet, les études menées par [Gomaa *et al.*, 2000] et [Hviid, 1997] montrent que la variation de la taille des grains (produite ici par la variation de la fréquence et donc de la taille des grains devant la longueur d'onde) conduit à une augmentation des valeurs de permittivité et de perméabilité magnétique de matériaux ferromagnétiques tels que l'hématite ou la maghémite.

En plus des mesures réalisées, nous disposons également d'une importante base de données relatives aux paramètres ϵ_r et μ_r de roches et sédiments volcaniques [Heggy, 2002].

La couche supérieure de poussière dans notre modèle géoélectrique étant constituée d'un mélange d'oxydes de fer, de basaltes altérés, de sels et de matériaux météoritiques, ses paramètres diélectriques sont déterminés, en première approximation, à partir de la seconde formule de Lichteneker (dite aussi moyenne géométrique ou loi logarithmique) s'exprimant [Zakri, 1997] :

$$K_s = \prod_{i=1}^N K_i^{\theta_i} \quad (6.2)$$

où K_i est la permittivité de chaque minéral constituant la matrice superficielle de poussière et θ_i leur fraction volumique dans celle-ci. Considérant une couche de poussière composée à 45% de basalte (Djibouti), 10% d'hématite, 10% de goethite, 10% de maghémite, 10% de chondrite (Maroc), 5% de pyroxénolite, 5% de chlorite et 5% de gypse, les mesures de permittivité réalisées en laboratoire conduisent à une permittivité complexe de la couche supérieure de $\epsilon_1 = 5.87 - i0.141$. Le basalte de Djibouti présentant une composition minéralogique proche de celle des basaltes martiens, la constante diélectrique retenue pour le substratum basaltique (sec) dans notre géométrie correspond à celle mesurée à 430 MHz sur la pastille du basalte est-africain soit $\epsilon_2 = 4.19 - i0.178$ pour un taux d'humidité nul. La constante diélectrique du substratum basaltique, en fonction de sa teneur en eau, sera calculée selon l'équation 6.2 à partir de la constante diélectrique du basalte sec et de sa fraction volumique d'eau pure de permittivité complexe $\epsilon_w = 86.75 - i3.77$ pour la bande P [Ulaby *et al.*, 1986].

Échantillon	Bande P (430 MHz)		Bande L (1.4 GHz)	
	ϵ'	$\tan \delta_p$	ϵ'	$\tan \delta_p$
Andésite Montagne Pelée	2.92	0.15	3.29	0.19
Andésite Montagne Pelée *	3.57	0.17	4.09	0.21
Andésite Provence	3.07	0.02	3.51	0.04
Andésite Provence *	3.84	0.03	4.44	0.04
Anhydrite	4.31	0.004	5.22	0.009
Argelac	4.81	0.17	5.19	0.19
Barytine	5.22	0.002	6.75	0.005
Basalte Devèze	3.27	0.02	4.42	0.03
Basalte Devèze *	4.33	0.02	5.23	0.04
Basalte Djibouti	3.11	0.03	4.08	0.04
Basalte Djibouti *	4.19	0.04	4.87	0.05
Bentonite 1A	4.08	0.17	4.16	0.19
Bentonite 2B (Montmorillonite)	3.71	0.09	4.02	0.10
Chlorite (Pennine)	4.07	0.006	4.84	0.01
Chondrite H5 Burkina Faso	4.62	0.01	5.68	0.02
Chondrite Maroc	5.75	0.04	7.58	0.07
Goethite	3.86	0.02	4.89	0.02
Gypse	3.63	0.004	4.23	0.01
Hématite	25.72	0.06	28.93	0.07
Illite	3.00	0.06	3.19	0.06
Jarosite	4.21	0.007	5.06	0.01
Kaolinite	3.33	0.04	3.68	0.04
Maghémite	14.25	0.11	16.12	0.18
Olivine	3.93	0.006	4.66	0.01
Pyroxénolite	4.55	0.02	5.59	0.04
Sidérite	16.77	0.15	18.55	0.2
Verre Lybique	2.38	0.0006	2.57	0.0006

TAB. 6.2 – Mesures de permittivité d'analogues terrestres à 430 MHz et 1.4 GHz. Le signe (*) correspond aux mesures de pastilles.

Modélisation fréquentielle de la permittivité

En parallèle à la caractérisation électromagnétique des matériaux, plusieurs méthodes permettent de modéliser la variation fréquentielle de la permittivité complexe. Ces modèles reposent sur la relaxation dipolaire liée à la dépendance de la polarisation à la fréquence. Comme nous l'avons mentionné en section 2.3.3, sous l'action d'un champ électrique la séparation des charges entraîne la formation de dipôles électriques orientés dans la direction du champ. C'est typiquement le cas d'une interaction entre un système atomique et une onde électromagnétique pour laquelle se produit un phénomène de résonance lorsque la pulsation de perturbation coïncide avec la pulsation de Bohr associée aux états d'énergie du système [Cohen-Tannoudji et al., 1996]. Ce phénomène se traduit par l'apparition d'une polarisation induite. Lorsque l'excitation cesse, le système retourne vers un état

d'équilibre caractérisé par une énergie inférieure (entropie maximale) et une polarisation nulle : c'est la relaxation. La distance séparant les charges (aussi appelée distance de polarisation) étant fonction de la fréquence de l'onde incidente, le temps de relaxation τ_r est également proportionnel à la fréquence. Les charges étant réparties sur des niveaux d'énergie quantifiés et propres à la structure atomique considérée, le temps de relaxation est spécifique de chaque minéral. Par exemple, l'eau pure possède une fréquence de relaxation spécifique à 20 GHz [Olhoeft, 1989].

Le sol martien présentant des minéraux ferromagnétiques (hématite, goethite, maghémite), nous avons considéré le modèle de Cole-Cole qui permet de décrire le comportement fréquentiel des ferrites et matériaux ferromagnétiques, en mesurant le temps de relaxation. Ce modèle suppose que les dipôles n'ont aucune interaction entre eux et introduit la notion de dispersion, au sens où les temps de relaxation des dipôles sont répartis suivant une distribution gaussienne centrée autour d'une constante de temps moyenne τ_r . Ceci implique que le modèle de Cole-Cole n'est valable que pour des matériaux relativement homogènes. Adoptant une loi de décroissance exponentielle pour la polarisation en fonction du temps :

$$p(t) = e^{-t/\tau_r} \quad (6.3)$$

ce modèle montre que les parties réelle et imaginaire de la permittivité complexe peuvent être reliées entre-elles par les expressions suivantes (relation de Kramers-Kronig) :

$$\begin{cases} \epsilon'(f) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_\infty}{1 + 4\pi^2 f^2 \tau_r^2} \\ \epsilon''(f) = (\epsilon_s - \epsilon_\infty) \frac{2\pi f \tau_r}{1 + 4\pi^2 f^2 \tau_r^2} \end{cases} \quad (6.4)$$

où ϵ_∞ représente la constante diélectrique relative du matériau à très haute fréquence, comparativement au temps d'orientation des dipôles, ϵ_s est la constante diélectrique à fréquence nulle. Les paramètres τ_r et f correspondent au temps de relaxation et à la fréquence respectivement. En mesurant les parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique, il est alors possible de calculer le temps de relaxation à l'aide du diagramme d'Argand comme l'illustre la Figure 6.16.

Les Figures 6.17 et 6.18 représentent les diagrammes d'Argand reconstitués à partir des valeurs mesurées sur des poudres homogènes (d'un point de vue minéralogique et granulométrique) de maghémite et de sidérite. Les échantillons analysés étant fortement ferromagnétiques, les diagrammes se rapprochent logiquement de la description du modèle de Cole-Cole (Figure 6.16), parfaitement adapté à la modélisation du comportement fréquentiel de ferrites et de matériaux ferromagnétiques homogènes. Cet accord valide notamment la méthode de mesure par résonance décrite précédemment, particulièrement pour les basses fréquences. Cependant, les valeurs négatives de la partie réelle de la permittivité observées pour les hautes fréquences (>1.2 GHz pour la poudre de maghémite - fortement ferromagnétique - et >1.5 GHz pour la sidérite) n'ont pas de réalité physique et traduisent les limitations de la cellule de mesure à hautes fréquences en raison du caractère ferromagnétique des matériaux analysés. En effet, pour des matériaux ferromagnétiques, l'hypothèse sur la perméabilité magnétique $\mu = \mu_o$ (μ_o étant la perméabilité du vide) n'est plus valide. En toute rigueur, il convient de tenir compte de la variabilité de la perméabilité μ des matériaux mesurés, ce qui n'a pas été considéré dans les mesures de permittivité réalisées précédemment. Nous observons alors un phénomène de résonance se traduisant

par une inflexion de la courbe de la partie réelle de la permittivité pour les hautes fréquences conduisant à des valeurs erronées de celle-ci. De plus, les hypothèses requises pour la validité de ces modèles sont rarement observées dans la nature. En effet, les matériaux géologiques possèdent généralement une structure complexe, en termes de propriétés diélectriques et magnétiques, de porosité et de composition minéralogique. La modélisation de la permittivité complexe de tels matériaux s'appuyant sur une description simple des roches, comme un assemblage de plusieurs phases homogènes, cette approche constitue la principale limitation des modèles. Ainsi, compte tenu de la complexité minéralogique et pétrologique du sous-sol martien, telle que rapportée par les différentes missions, la détermination des paramètres diélectriques des analogues terrestres par méthode résonante constitue une méthode plus fiable et plus appropriée que la modélisation des paramètres électromagnétiques du sous-sol, particulièrement pour la gamme de fréquences envisagée.

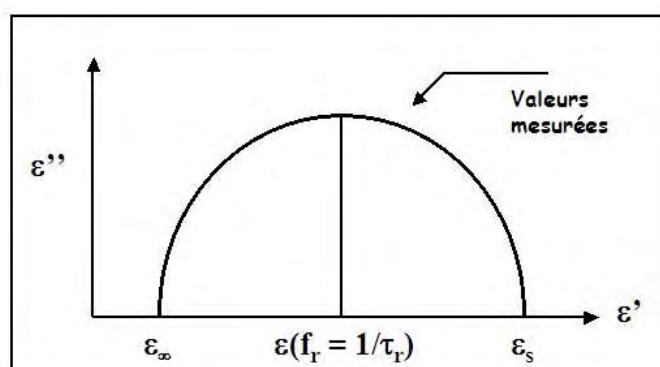


FIG. 6.16 – Le diagramme d'Argand du modèle de Cole-Cole permet de déterminer le temps de relaxation en mesurant les parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique.

6.4 Modélisation de la diffusion

La recherche d'eau dans la subsurface de Mars jouant un rôle majeur dans la compréhension de l'histoire hydrologique et géologique de la planète, plusieurs instruments géophysiques seront utilisés dans les années à venir dans le but de lever les ambiguïtés concernant l'état, la distribution et l'abondance de l'eau dans le régolite martien. Opérant dans la gamme de fréquence [0.5 MHz- 1 GHz], différentes techniques radar, de type SAR et GPR, seront dédiées non seulement à la détection d'eau liquide en profondeur (quelques centaines de mètres, cas des GPR MARSIS et SHARAD), mais également à la cartographie de la proche subsurface (premiers mètres, cas des projets SAR MEEM et Scout Radar). Les capacités de ces radar, pour détecter et identifier la présence d'eau liquide, dépendent fortement des propriétés physiques, minéralogiques et de la stratigraphie de la subsurface dans la mesure où ces dernières influencent les caractéristiques électriques et magnétiques du régolite. Dans un premier temps, la préparation des futures missions d'exploration de Mars par télédétection radar passe inévitablement par la détermination des performances de pénétration des systèmes hyperfréquences.

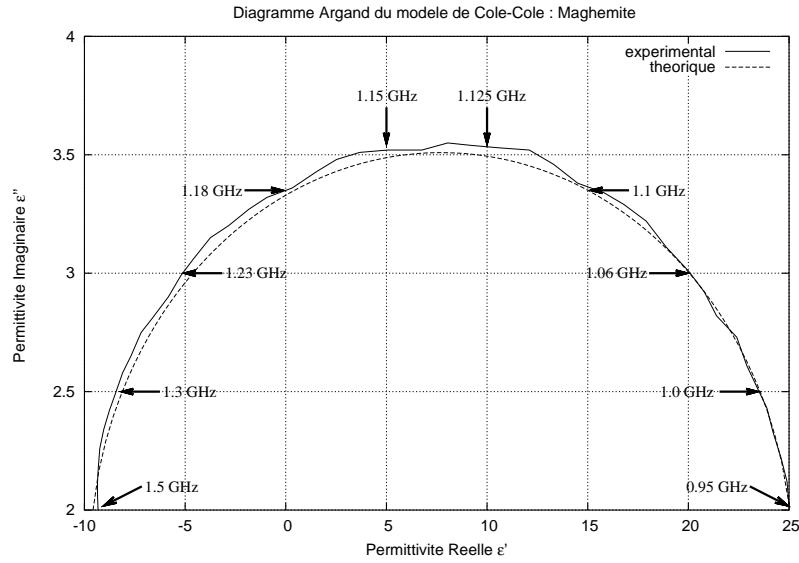


FIG. 6.17 – Diagramme d'Argand pour une poudre de maghémite à 50 μm . La courbe se rapproche du modèle de Cole-Cole de la Figure 6.16. Nous pouvons en déduire les paramètres du système d'équations 6.4 : $\epsilon_{\infty} = -10$, $\epsilon_s = 25$, $\tau_r = 1/f(\epsilon = 7.5) = 8.77 \times 10^{-10} \text{ s}$.

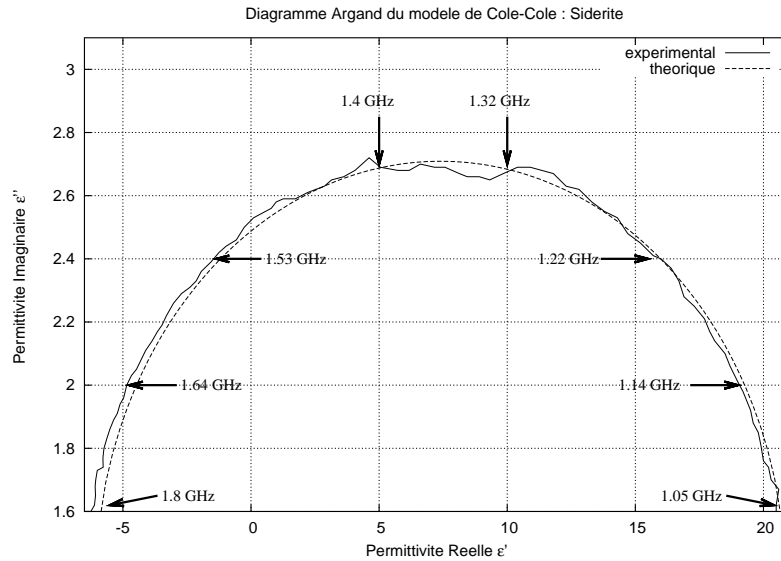


FIG. 6.18 – Diagramme d'Argand pour une poudre de sidérite à 50 μm . La courbe se rapproche du modèle de Cole-Cole de la Figure 6.16. Nous pouvons en déduire les paramètres du système d'équations 6.4 : $\epsilon_{\infty} = -6.4$, $\epsilon_s = 20.6$, $\tau_r = 1/f(\epsilon = 7.4) = 7.4 \times 10^{-10} \text{ s}$.

Sur la base des études réalisées précédemment pour le Pyla, nous nous sommes intéressés ici à la définition des performances des systèmes SAR uniquement, pour la cartographie et la détection d'humidité dans les premiers mètres sous la surface. Par ailleurs, la surface de Mars présentant d'importantes propriétés diffusantes dans la gamme de fréquence allant de la bande C (3 cm) à la bande L (18 cm), incluant la diffusion de volume due à la présence éventuelle d'hétérogénéités de subsurface ainsi que la présence de matériaux hautement ferromagnétiques [Harmon et al., 1999], la bande P (70 cm) offre le meilleur

compromis entre la détection de structures enfouies moyennement rugueuses et la profondeur d'investigation (quelques mètres). Considérant des surfaces de rugosités faible à intermédiaire, nous avons évalué les performances de pénétration d'un système SAR à 430 MHz (correspondant à la fréquence des futures missions SAR pour l'exploration de Mars) pour le modèle à deux couches de la Figure 6.12, en utilisant un modèle de diffusion de type IEM analogue à celui décrit en section 4.4.3. En particulier, cette étude vise à déterminer le potentiel d'un tel système pour la détection d'humidité à faible profondeur au moyen de la différence de phase copolaire.

6.4.1 Modèle de diffusion IEM à 2 couches

Comme nous l'avons vu au chapitre 4, la puissance totale rétrodiffusée σ_{pp}^o , dans le cas d'un problème de diffusion à deux couches, peut être décrite comme la somme cohérente d'une composante de surface et d'une composante de subsurface [Fung, 1994a] :

$$\sigma_{pp}^o(\theta) = \sigma_{S1pp}^o(\theta) + \sigma_{S2pp}^o(\theta) \quad (6.5)$$

où pp dénote l'état de polarisation (HH ou VV). $\sigma_{S1pp}^o(\theta)$ représente le coefficient de rétrodiffusion de la couche de surface comprenant un terme de diffusion par réflexion simple et un terme de diffusion par réflexion multiple [Fung et al., 1992a] comme décrit par l'équation 4.41.

L'expression de la diffusion non cohérente $\sigma_{S2pp}^o(\theta)$ du substratum basaltique (couche inférieure du modèle géoélectrique de la Figure 6.12) est dérivée de l'équation 4.41 en tenant compte non seulement du terme d'atténuation de l'onde par propagation dans la couche de poussière (supposée homogène dans un premier temps), mais également de l'effet de recouvrement (*shadowing function*) des ondes incidentes et diffusées (équation 4.37). L'équation 6.5 pouvant être représentée comme la somme vectorielle des contributions de surface et de subsurface [Lasne et al., 2004], la différence de phase entre les canaux copolaires HH et VV, s'écrit conformément à l'équation 4.34 où les termes σ_{SSpp}^o et σ_{SPpp}^o sont remplacés par les équations 4.41 et 4.42 respectivement, comme mentionné en section 4.4.3.

6.4.2 Diffusion de volume

La diffusion électromagnétique étant étroitement liée à la distribution géométrique de la surface (micro-topographie), il apparaît nécessaire de tenir compte de la présence de fragments rocheux, tant en surface comme rapporté par les nombreux panoramas de Mars, que dans la proche subsurface. Si l'étude de la fréquence de distribution des débris rocheux en fonction de leur taille renseigne sur les processus géologiques et climatiques qui ont façonné la surface de Mars, elle s'avère également déterminante dans la préparation des missions d'exploration. En particulier, la distribution spatiale des roches conditionne non seulement la définition des sites d'atterrissage des sondes telles que Mars Pathfinder [Golombek et Rapp, 1997a; Golombek et al., 1997b] ou des rovers MER (Mars Exploration Rover) [Golombek et al., 2003], mais surtout les performances de pénétration des ondes radar en termes de rugosité de surface (distribution surfacique des débris) et de diffusion volumique due à la présence d'hétérogénéités dans la couche de poussière (distribution subsurfacique).

Fréquence de distribution des roches

Bien que la fréquence de distribution des roches sur Mars ait été déterminée initialement à partir des données relatives aux sites d'atterrissage des sondes Viking 1 et 2 uniquement, l'utilisation des données thermiques et stéréoscopiques a permis de modéliser l'abondance des roches sur Mars. En particulier, les observations, réalisées au moyen de l'instrument IRTM (InfraRed Thermal Mapper) des orbiteurs Viking, ont été utilisées pour déterminer la distribution spatiale des roches de régions étendues (1° de latitude par 1° de longitude) à la surface de Mars [Christensen, 1986]. Cette analyse repose sur l'étude des contrastes thermiques entre les roches et le milieu environnant (sable, poussière). Les résultats de cette étude décrivent la répartition des roches (de diamètre supérieur à 10 cm) à forte signature thermique comparativement aux surfaces composées de matériaux plus fins à faible signature thermique [Moore et Jakosky, 1989]. Les abondances calculées par cette technique indiquent que la distribution des roches peut être décrite par une loi de Poisson centrée sur une couverture rocheuse correspondant à 6% de la surface, pour un minimum d'abondance de 1% de la surface et un maximum à 30%. En première approximation, l'estimation de la couverture rocheuse réalisée par [Christensen, 1986] sur la base des observations thermiques, montre que la majorité de la surface de Mars possède une population de roches relativement faible, bien qu'aucune région n'en soit totalement dépourvue, à l'échelle cependant de la résolution des mesures IRTM. Plus particulièrement, ces estimations suggèrent que 50% de la planète possède une couverture rocheuse représentant 8% de la surface. Sur ce couvert rocheux, 1 à 2% de la surface serait recouverte par des fragments de roches supérieurs à 20 cm, à l'image de la région de Chryse Planitia (22.48°N , 49.97°W) révélée par les données stéréoscopiques de Viking 1 (6.19 à gauche). A l'opposé, un terrain possédant une couverture rocheuse totale équivalente à 20% de la surface, serait composé à 1% de roches supérieures à 50 cm. C'est typiquement le cas de la région d'Utopia Planitia (47.97°N , 225.74°W) révélée par Viking 2 (6.19 à droite).

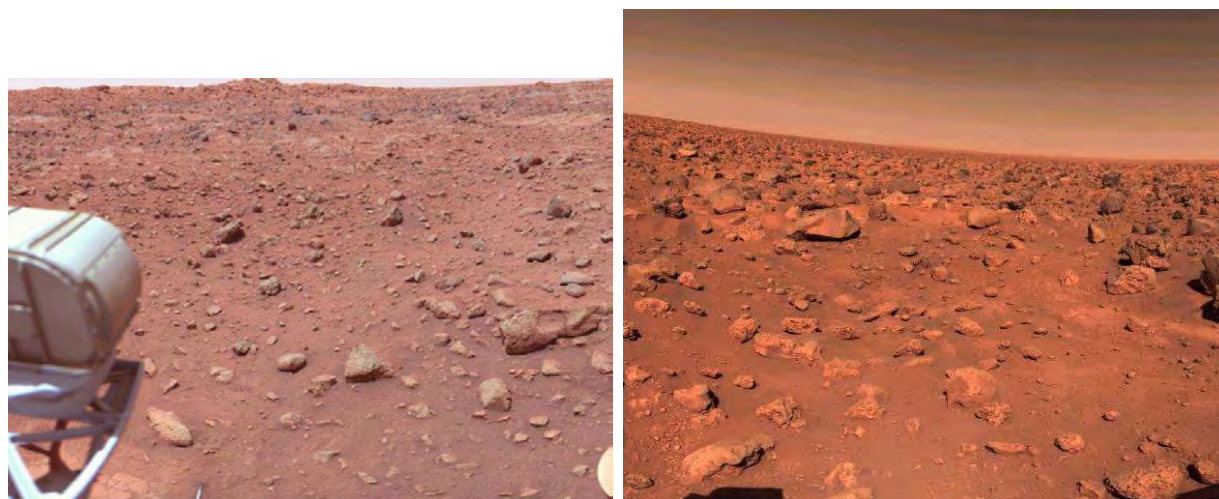


FIG. 6.19 – Images des sites d'atterrissage des sondes Viking révélant une surface à faible concentration de roches (7%) pour la région de Chryse Planitia orientée S-E (à gauche) et de forte concentration (17%) pour la région d'Utopia Planitia orientée N-E (à droite).

S'appuyant sur les données stéréoscopiques des caméras des atterrisseurs Viking 1 et 2, [Golombek et Rapp, 1997a] ont montré que la distribution des roches en surface (en fonction de leur taille) pouvait être décrite par une loi de décroissance exponentielle de la forme :

$$F_k(D) = k \exp[-q(k)D] \quad (6.6)$$

où $F_k(D)$ est la fraction cumulative de l'aire couverte par des roches de diamètre supérieur ou égal à D . k représente l'aire totale de la couverture rocheuse pondérée sur le diamètre des roches. Le paramètre $q(k)$ définit le facteur de décroissance exponentielle de l'aire couverte par les roches lorsque leur taille augmente. Comme le montre la Figure 6.20, ce modèle reproduit la fréquence de distribution des roches pour les sites de Viking 1 et 2 avec une bonne précision (avec des coefficients de corrélation de 0.96 et 0.99 respectivement). Ces résultats indiquent notamment que le manteau rocheux couvre environ 7% de la surface dans le cas du site de Chryse Planitia et 17.6% pour la région d'Utopia [Golombek et Rapp, 1997a], confirmant les estimations précédentes de [Christensen, 1986]. Concernant l'abondance de fragments d'un diamètre supérieur à 20 cm, celle-ci représente une superficie de 3% de la surface pour Viking 1 et avoisine les 10% dans le cas de Viking 2. Les données stéréoscopiques de la sonde Viking 1 révèlent également une très faible proportion de roches de taille supérieure à 50 cm ($<0.7\%$) et qui n'excède pas 0.2% dans le cas d'un diamètre supérieur à 1 mètre [Golombek et Rapp, 1997a]. Dans le cas de Viking 2, ces types de roches sont plus largement représentés avec 5% de la surface recouverte par des blocs supérieurs à 50 cm et 0.8% pour un diamètre dépassant 1 mètre. Cependant, le contexte d'Utopia Planitia représente un cas extrême, plus rocheux que les 95% de la planète [Christensen, 1986; Moore et Jakosky, 1989].

Une validation du modèle décrit en équation 6.6 vient des observations panoramiques réalisées sur le site de Mars Pathfinder et dont un traitement approprié a permis de constituer une base de données (ShowstereoMap) décrivant la fréquence de distribution des roches relativement à leur taille dans la région d'Ares Vallis (19.33°N, 32.55°W). Selon une étude analogue à celle des sites Viking, [Golombek et al., 2003] ont montré que la fraction de la surface du site de Pathfinder recouverte par des fragments rocheux satisfait à l'équation 6.6. Les résultats indiquent notamment que la distribution des roches mesurée pour le site d'Ares Vallis suit le modèle de distribution pour un paramètre $k = 0.2$, ce qui correspond à un couvert rocheux représentant 20% de la surface et 1% pour les blocs de taille supérieure à 1 mètre [Golombek et al., 2003], semblable à la distribution observée pour Viking 2 (Figure 6.21).

Plus récemment, les images provenant de l'instrument Pancam (Panoramic Camera) du rover MER A (Spirit) ont révélé un paysage généralement plat dans la région du cratère de Gusev (14.59°S, 175.3°E), où 5% de la surface est couverte de roches de petite taille (<10 cm) [Bell III et al., 2004a]. Une étude approfondie a révélé que les fragments de roches supérieurs à 1 cm de diamètre couvrent l'équivalent de 5% de la surface dont la moitié correspond à des débris de taille supérieure à 10 cm (Figure 6.22). Cette étude montre également que la fréquence de distribution des roches suit généralement le modèle de [Golombek et Rapp, 1997a] pour un paramètre $k = 0.05$ [Grant et al., 2004]. Par ailleurs, les analyses spectroscopiques réalisées au moyen de l'instrument Mini-TES (Mini-Thermal Emission Spectrometer) [McSween et al., 2004], indiquent une composition minéralogique des roches proche de celle rencontrée dans les basaltes de Djibouti [Paillou et al., 2001a].

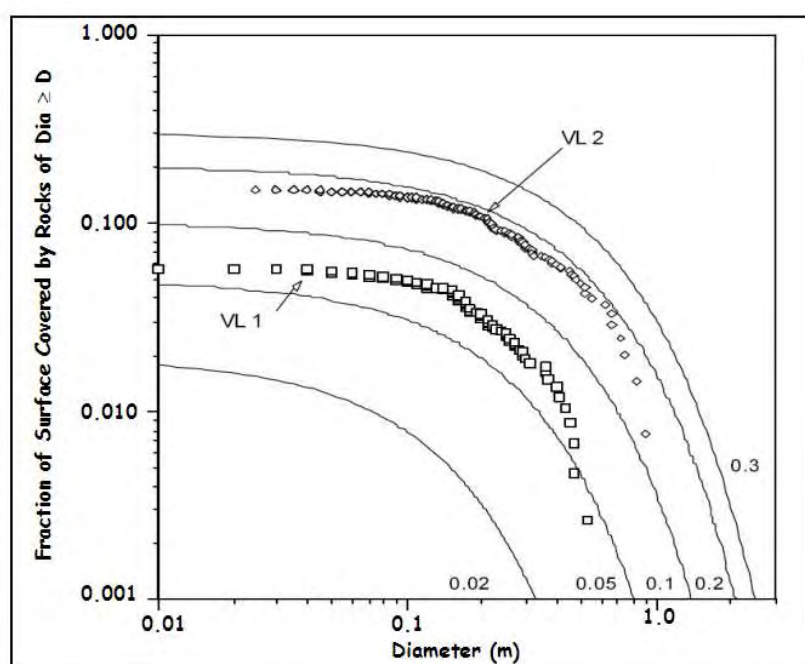


FIG. 6.20 – Fraction cumulative de la surface recouverte de roches, dérivée de l'équation 6.6 pour une couverture totale correspondant à plusieurs valeurs du paramètre k (0.02, 0.05, 0.1, 0.2 et 0.3). Les fréquences de distribution des roches observées pour les sites de Viking 1 (carrés) et Viking 2 (losanges) sont également représentées [Golombek et Rapp, 1997a].



FIG. 6.21 – Image du site d'atterrissage de la sonde Mars Pathfinder, dans la région d'Ares Vallis, révélant une distribution surfacique des roches similaire au cas d'Utopia Planitia. Cette distribution correspond à un paramètre $k = 0.2$ pour le modèle de l'équation 6.6.

Dans la région de Meridiani Planum (1.98°S, 5.94°W), les données Pancam du rover MER B (Opportunity) ont dévoilé une topographie de surface radicalement différente de celles observées jusqu'à présent. Comme l'illustre la Figure 6.23, les sols exposés sur le

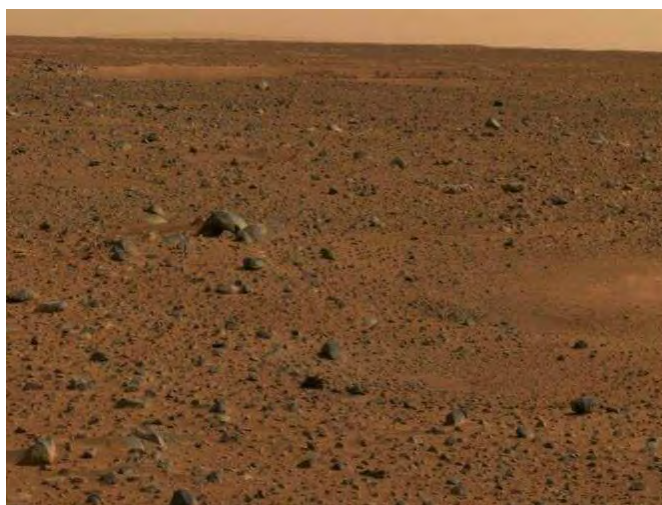


FIG. 6.22 – Image du site d’atterrissage du rover *Spirit*, dans la région du cratère de Gusev, révélant une distribution surfacique des roches similaire au cas de Chryse Planitia. Cette distribution correspond à un paramètre $k = 0.05$ pour le modèle de l’équation 6.6.

site d’atterrissage du rover Opportunity sont dépourvus de roches et sont dominés par des dépôts sédimentaires fins composés de matériaux basaltiques de très faible granulométrie (entre 50 et 150 μm), produits d’une érosion éolienne [Bell III et al., 2004b; Soderblom et al., 2004; Squyres et al., 2004]. Ces surfaces présentent également une importante quantité de sphérules d’hématite de 1 à 5 mm de diamètre [Soderblom et al., 2004] et d’oxydes de fer hydratés (jarosite, [Klingelhöfer et al., 2004a]) suggérant un ancien environnement aqueux [Squyres et al., 2004]. Bien que la stratigraphie et la pétrologie de surface semblent favorables à la pénétration des ondes radar, la présence de matériaux ferromagnétiques peut en altérer les performances. Il convient donc de tenir compte des effets de pertes dues non seulement à la présence de matériaux fortement conducteurs mais également à celle d’hétérogénéités (blocs rocheux) dans la subsurface, conduisant à un phénomène de pertes par diffusion volumique.



FIG. 6.23 – Panorama de la région de Meridiani Planum, dévoilant une surface dépourvue de roches et dominée par des dépôts sédimentaires composés de matériaux basaltiques, produits d’une érosion éolienne.

Étude de la rétrodiffusion de volume

Pour tenir compte des effets de pertes dus à la possible présence d'éjectas dans le sous-sol de Mars, nous avons ajouté un terme de rétrodiffusion volumique σ_{Vpp}^o au modèle de diffusion IEM de l'équation 6.5. Dans le cadre de l'approximation de Rayleigh, ce terme s'exprime, pour une couche d'épaisseur d (aussi appelée couche de diffusion de Rayleigh) [Fung, 1994a] :

$$\sigma_{Vpp}^o(\theta) = 0.5 (\kappa_s/\kappa_e) T_{1t}T_{t1} \cos\theta [1 - \exp(-2\kappa_e d/\cos\theta_t)] P_{pp}(\cos\theta_t, -\cos\theta_t; \pi) \quad (6.7)$$

où κ_s est le coefficient de diffusion de volume et κ_e représente le coefficient d'extinction. Le rapport κ_s/κ_e définit l'albédo de la surface considérée alors que le terme $\kappa_e \cdot d$ détermine la profondeur optique dans la couche. L'albédo et la profondeur optique caractérisent la couche de diffusion de Rayleigh et dépendent non seulement de la fraction volumique des diffuseurs, de leur rayon et de leurs propriétés diélectriques, mais également de la constante diélectrique et de l'épaisseur du milieu encaissant. Les angles θ et θ_t correspondent respectivement aux angles d'incidence et de transmission. Les paramètres T_{ij} représentent les coefficients de transmission de Fresnel du milieu j vers le milieu i . Le terme de polarisation P_{pp} est donné par l'élément pp des composantes de Fourier de la matrice de phase de Rayleigh [Fung, 1994a]. Notons cependant que dans le cas d'une surface présentant un fort pouvoir réflecteur, le terme σ_{Vpp}^o peut être négligé dans la mesure où la quantité d'énergie transmise dans le sol est faible. Au contraire, si le terrain possède une constante diélectrique peu élevée et une faible rugosité de surface, le terme de rétrodiffusion volumique peut être calculé sur la base d'un terme de transmission cohérente. Ainsi, compte tenu des résultats concernant la fréquence de distribution des roches décrite dans la section précédente, la surface de Mars peut être considérée, en première approximation, comme relativement lisse pour des longueurs d'onde correspondant à la bande P ($\lambda = 70$ cm). Les performances de systèmes SAR à 430 MHz pourront donc être estimées au moyen d'un modèle IEM de diffusion plus complet résultant de la somme cohérente des équations 6.5 et 6.7.

Dans un premier temps, nous avons cherché à isoler les contributions de la diffusion de volume pour en estimer les effets sur l'atténuation d'une onde radar en bande P. Nous nous sommes notamment intéressés à la dépendance du terme σ_{Vpp}^o aux paramètres de permittivité relative (ϵ_r), d'albédo (alb) et de profondeur optique ($optd$) de la couche diffusante, fixés arbitrairement dans un premier temps. Les résultats sont présentés Figures 6.24 à 6.26. La Figure 6.24 montre la variation du coefficient de rétrodiffusion volumique en fonction de l'albédo. Les résultats montrent que le coefficient de rétrodiffusion de volume augmente avec l'albédo. En effet, l'albédo étant défini comme le rapport des coefficients κ_s et κ_e , il mesure l'importance de la contribution des phénomènes de diffusion de volume par rapport à l'absorption. Par exemple, plus l'albédo est faible, plus l'absorption du milieu est importante et plus la rétrodiffusion de volume est faible (décroissance de σ_{Vpp}^o). C'est ce que l'on observe pour un paramètre $alb = 0.1$ avec une valeur du coefficient σ_{Vpp}^o proche de -17dB (forte atténuation par absorption et faible rétrodiffusion) à 40° d'incidence. Au contraire, lorsque l'albédo est élevé, la quantité d'énergie absorbée étant très faible, on trouve naturellement un coefficient de rétrodiffusion volumique plus élevé ($\sigma_{Vpp}^o = -7$ dB à $\theta = 40^\circ$). Par ailleurs, on constate que l'albédo n'affecte pas la variation angulaire des

coefficients de rétrodiffusion en polarisation horizontale et verticale. Son effet se traduit principalement par une dynamique de 10dB en polarisation HH et VV à 40° d'incidence pour les valeurs d'albédo reportées sur la Figure 6.24, et le coefficient en polarisation VV est toujours supérieur à celui calculé pour le mode HH.

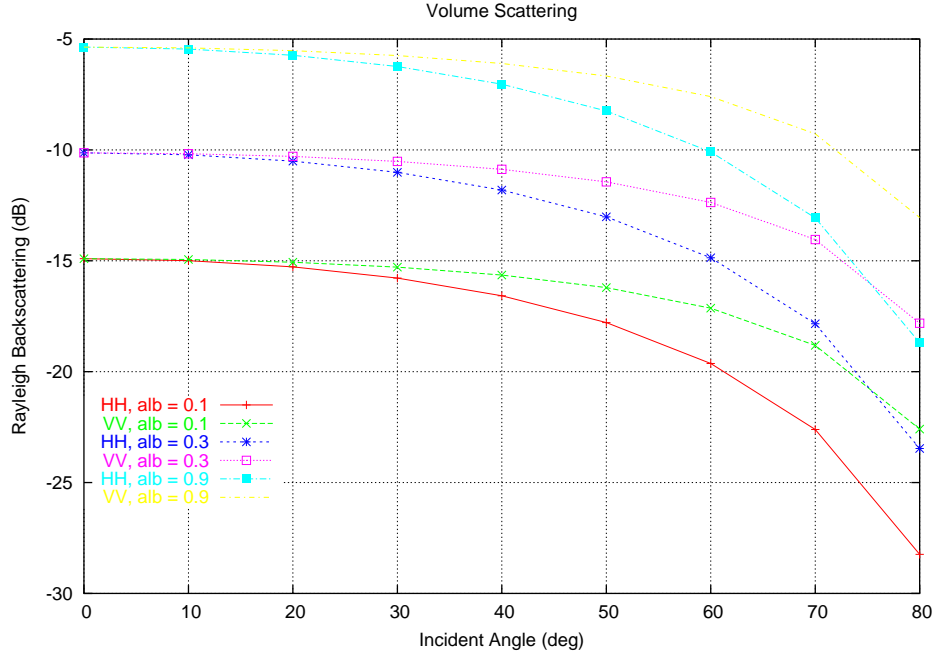


FIG. 6.24 – Variation de la rétrodiffusion de volume en fonction de l'albédo. Permittivité complexe $\epsilon_r = 3.4 - j0.2$, profondeur optique $optd = 0.32$.

La Figure 6.25 montre la variation de σ_{Vpp}^o en fonction de la constante diélectrique de la couche diffusante. Deux comportements peuvent être distingués. Premièrement, une valeur importante de la permittivité relative conduit à une diminution du coefficient de rétrodiffusion de volume. Cette tendance peut être expliquée par le pouvoir réflecteur de la couche diffusante. L'interaction d'une onde électromagnétique avec un milieu de forte permittivité produisant une réflexion surfacique forte, l'énergie disponible en transmission est très faible ce qui conduit à une diminution du coefficient de rétrodiffusion volumique. On constate également que l'écart entre les polarisations HH et VV augmente avec la permittivité. La séparation maximale entre les composantes copolaires est obtenue pour un angle d'incidence correspondant à l'angle de Brewster défini comme suit :

$$\tan \theta_{Brewster} = \sqrt{\epsilon'_r} \quad (6.8)$$

En effet, l'angle de Brewster étant défini comme l'angle pour lequel la réflexion du champ polarisé parallèlement (V) est nulle, la quasi-totalité de la puissance émise par l'antenne en mode V est transmise dans le sous-sol et est alors disponible pour interagir avec les diffuseurs enfouis. Ce phénomène se traduit notamment par une rétrodiffusion de volume plus forte en polarisation verticale qu'horizontale ($\sigma_{Vvv}^o > \sigma_{Vhh}^o$). De plus, l'angle de Brewster étant fonction de la permittivité relative du milieu (équation 6.8), une variation de la constante diélectrique affecte aussi bien la dynamique que la variation angulaire du

coefficient de rétrodiffusion volumique.

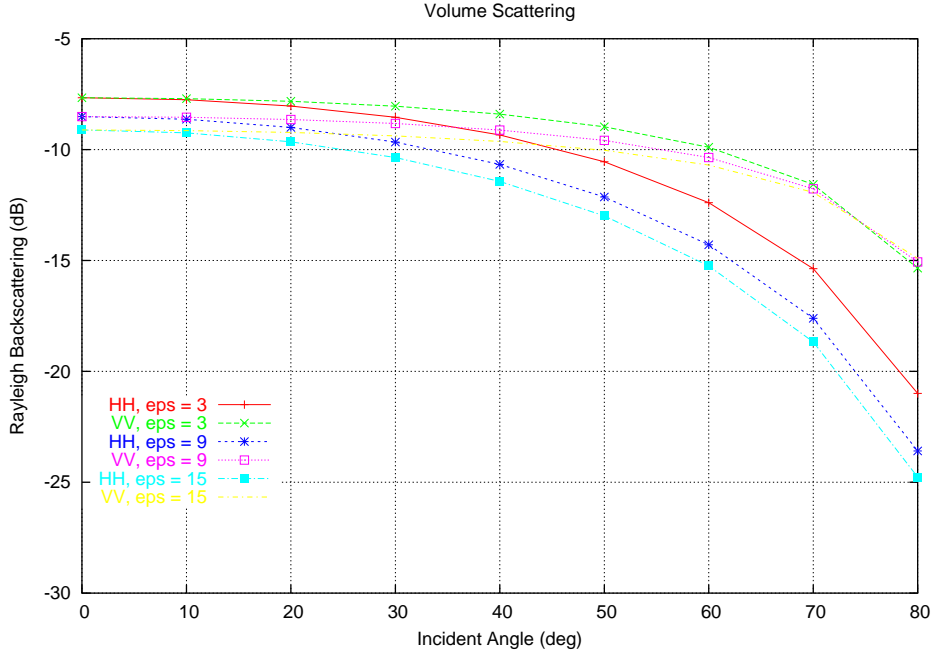


FIG. 6.25 – Variation de la rétrodiffusion de volume en fonction de la constante diélectrique. Profondeur optique $optd = 0.32$, albédo $alb = 0.53$.

La dépendance de σ_{Vpp}^o à la profondeur optique est représentée en Figure 6.26. Ces résultats montrent, logiquement, que le coefficient de rétrodiffusion volumique augmente avec la profondeur optique. En effet, la profondeur optique augmentant, l'onde incidente interagit avec une quantité de diffuseurs plus importante, occasionnant une forte rétrodiffusion de volume. Cependant, il existe une limite physique dans le cas réel correspondant typiquement à la profondeur de pénétration δ_p de l'onde radar, qui détermine la profondeur au-delà de laquelle la quantité d'énergie disponible est trop faible pour permettre une rétrodiffusion de volume efficace. Il apparaît donc un effet de saturation du coefficient σ_{Vpp}^o pour un paramètre $optd$ correspondant à la profondeur de pénétration dans le milieu considéré. Finalement, par analogie avec l'effet observé pour l'albédo, l'augmentation de la valeur de la profondeur optique n'affecte pas la variation angulaire de σ_{Vpp}^o pour les modes copolaires HH et VV, mais produit une dynamique de 3dB à 40° d'incidence en polarisation VV et moins de 1dB en polarisation HH pour les valeurs reportées sur la Figure 6.26.

6.4.3 Détermination des performances SAR pour l'exploration de Mars

Au travers des trois exemples précédents, nous avons montré l'importance des paramètres de permittivité, d'albédo et de profondeur optique sur les pertes occasionnées par les phénomènes de diffusion de volume dans un milieu inhomogène. Dans le cas de

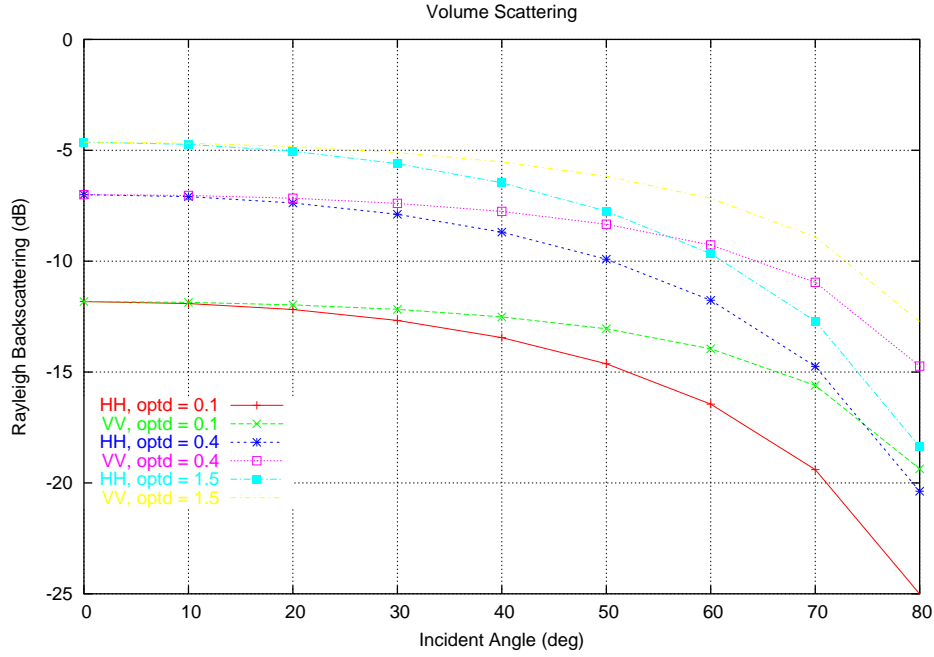


FIG. 6.26 – Variation de la rétrodiffusion de volume en fonction de la profondeur optique. Permittivité complexe $\epsilon_r = 3.4 - j0.2$, albédo $alb = 0.53$.

Mars, la présence supposée d'une importante quantité d'éjectas dans les premiers mètres sous la surface implique la définition préalable des coefficients de diffusion de volume κ_s et d'extinction κ_e de la couche superficielle de poussière.

Estimation des paramètres κ_s et κ_e

L'estimation des coefficients de diffusion de volume κ_s et d'extinction κ_e repose non seulement sur les études relatives à la fréquence de distribution des roches observée à la surface de Mars (cf. section 6.4.2) mais également sur les analyses minéralogiques du sol et des roches de la planète (cf. section 6.3.3). Aucune donnée à ce jour ne renseignant sur la distribution, la taille et la forme des éjectas dans la subsurface, nous avons considéré, en première approximation, une distribution des roches dans le sous-sol dérivée de l'expression volumique de la relation 6.6 (intégration sur l'épaisseur d). Plus simplement, le terme k peut être remplacé par la fraction volumique f des diffuseurs de toute taille dans la couche de poussière. Concernant la géométrie des roches, le problème sera simplifié au cas de diffuseurs sphériques de rayon r_s dans la mesure où le coefficient de rétrodiffusion volumique σ_{Vpp}^o , dans la théorie de Rayleigh (équation 6.7), est calculé pour des diffuseurs sphériques. En notant $\epsilon_b = \epsilon'_b - j\epsilon''_b$ et $\epsilon_s = \epsilon'_s - j\epsilon''_s$ les constantes diélectriques respectives du milieu encaissant et des diffuseurs, les paramètres κ_s et κ_e ont pour expression [Fung, 1994a] :

$$\begin{cases} \kappa_s = \frac{8}{3}\pi N(k'_b)^4 r_s^6 \left| \frac{\epsilon_s - \epsilon_b}{\epsilon_s + 2\epsilon_b} \right|^2 \\ \kappa_e = \kappa_s + \kappa_a \end{cases} \quad (6.9)$$

où N représente un terme de densité relié à la fraction volumique f des diffuseurs et au volume de la sphère diffusante par l'équation :

$$N = f / (4\pi r_s^3 / 3) \quad (6.10)$$

Le terme κ_a dans le système d'équations 6.9 traduit le coefficient d'absorption défini comme la somme des coefficients d'absorption des diffuseurs κ_{as} et du milieu κ_{ab} telle que :

$$\kappa_a = \kappa_{ab} + \kappa_{as} = 2k_b''(1 - f) + f k_b' \frac{\epsilon_s''}{\epsilon_b'} \left| \frac{3\epsilon_b}{\epsilon_s + 2\epsilon_b} \right|^2 \quad (6.11)$$

avec k_b le nombre d'onde complexe dans la couche diffusante :

$$k_b = k\sqrt{\epsilon_b} = k_b' - j k_b'' \quad (6.12)$$

Les analyses spectroscopiques réalisées avec l'instrument Mini-TES sur des fragments de roches ayant révélé une composition minéralogique proche de celle observée pour les basaltes de Djibouti [McSween *et al.*, 2004], nous retiendrons une permittivité complexe des diffuseurs correspondant à celle mesurée pour la bande P sur la pastille de basalte de Djibouti reportée en Tableau 6.2, soit $\epsilon_s = 4.19 - j0.178$.

Modélisation des performances SAR pour la détection d'humidité

Compte tenu des capacités de détection de l'humidité des sols par les techniques radar, nous nous proposons ici d'appliquer nos modèles et résultats obtenus sur la dune du Pyla à la définition d'un SAR bande P (430 MHz) pour la cartographie de la subsurface de Mars et particulièrement pour la détection d'eau liquide dans les premiers mètres. Nous avons notamment cherché à évaluer le potentiel de la différence de phase copolaire pour la détection et le suivi de l'humidité à l'échelle saisonnière dans le proche sous-sol de la planète. L'estimation des performances de pénétration radar repose sur une géométrie à 2 couches du problème de diffusion, telle que définie Figure 6.12. Chaque couche est décrite par ses paramètres de rugosité : la transformée de Fourier de la fonction d'autocorrélation de la surface (supposée gaussienne dans notre cas), l'écart-type des hauteurs σ et la longueur de corrélation L . La couche de poussière est également caractérisée par ses paramètres optiques : l'albédo ($a = \kappa_s / \kappa_e$) et le coefficient d'extinction (κ_e). Conformément aux mesures réalisées en laboratoire, la permittivité retenue pour la couche supérieure correspond à celle calculée en section 6.3.4 pour un milieu composé majoritairement de matériaux basaltiques mélangés avec de petites quantités d'oxydes de fer (goethite, hématite) et de matériaux météoritiques, soit $\epsilon_1 = 5.87 - j0.141$. La permittivité du substratum basaltique est dérivée des mesures effectuées sur la pastille du basalte de Djibouti : $\epsilon_2 = 4.19 - j0.178$. Pour les applications de détection d'éventuelles résurgences d'eau à faible profondeur, la variation du taux d'humidité dans la couche basaltique sous-jacente sera traduite en terme de variation de sa permittivité.

Compte tenu des études menées sur la fréquence de distribution des roches relativement à leur taille (cf. section 6.4.2), la surface de Mars peut être considérée, en première approximation, comme relativement lisse pour des longueurs d'onde correspondant à la bande P ($\lambda = 70$ cm). Sous ces conditions de rugosité, les performances d'un SAR à 430 MHz

pour l'exploration de Mars peuvent être estimées au moyen du modèle de diffusion IEM décrit en section 6.4.1. Cependant, contrairement au cas du Pyla où la couche de sable de surface peut être considérée relativement homogène, il convient de faire l'hypothèse de phénomènes de diffusion volumique dus à la présence d'hétérogénéités dans la couche de poussière martienne. Considérant alors la solution au premier ordre de la théorie du transfert radiatif, la puissance totale rétrodiffusée σ_{pp}^o peut être écrite comme la somme cohérente de 4 termes [Fung, 1994a] :

$$\sigma_{pp}^o(\theta) = \sigma_{S1pp}^o(\theta) + \sigma_{V1pp}^o(\theta) + \sigma_{S2pp}^o(\theta) + \sigma_{SVpp}^o(\theta) \quad (6.13)$$

où $\sigma_{S1pp}^o(\theta)$ est le coefficient de rétrodiffusion de surface de la couche superficielle donné par l'équation 4.41 et $\sigma_{S2pp}^o(\theta)$ représente le coefficient de rétrodiffusion non cohérente du substratum basaltique pouvant être approchée par l'équation 4.42. Ces deux coefficients comprennent un terme de diffusion par réflexion simple et un terme de diffusion par réflexion multiple [Fung et al., 1992a]. Le coefficient $\sigma_{V1pp}^o(\theta)$ est le terme de diffusion de volume traduisant l'effet de la présence d'hétérogénéités dans la couche de poussière. Ce terme est donné par l'équation 6.7. Finalement, $\sigma_{SVpp}^o(\theta)$ est un terme d'interaction entre les inhomogénéités de volume avec la couche sous-jacente, que nous avons ici négligé.

Cas favorable : Hémisphère Nord

Sur la base des études réalisées précédemment sur la différence de phase copolaire, nous avons cherché à définir son potentiel pour la détection d'humidité dans la proche subsurface de régions martiennes présentant un contexte géologique favorable à la pénétration des ondes radar (à l'image des sites d'atterrissage des rovers Spirit et surtout Opportunity). Dans un premier temps, nous avons fait l'hypothèse d'une région à très faible concentration de roches afin de s'affranchir des effets de pertes par diffusion de volume. Les coefficients de diffusion volumique κ_s et d'extinction κ_e pour la couche de poussière ont été déterminés à partir du système d'équations 6.9 pour un paramètre f correspondant à une fraction volumique représentant 2% de la couche de poussière. En adoptant une fréquence de distribution des roches similaire à celle du site d'atterrissage du rover Spirit et sachant que le paramètre de densité des roches N diminue lorsque leur taille augmente (comme le montre l'équation 6.10), une valeur de $f = 0.02$ correspond à un rayon moyen des diffuseurs $r_s = 2$ cm.

Afin d'estimer le potentiel de la phase radar en terme d'indicateur de la présence d'humidité dans le sol de Mars, les simulations de la différence de phase Φ_{HH-VV} , entre les canaux copolaires HH et VV, ont été réalisées en fonction du taux d'humidité de la couche de basalte sous-jacente, pour trois valeurs d'angle d'incidence (20°, 30° et 40°) et pour une fréquence centrale d'émission à 430 MHz. Les paramètres de rugosité (écart-type des hauteurs σ et longueur de corrélation L) sont $\sigma_1 = 1.5$ cm et $L_1 = 10$ cm pour la couche de poussière, et $\sigma_2 = 3.5$ cm et $L_2 = 10$ cm pour le substratum. Les résultats sont présentés en Figure 6.27.

Ces résultats montrent que la différence de phase augmente avec l'angle d'incidence. Le contexte géologique considéré ici permettant de négliger la contribution volumique et la diffusion de surface contribuant peu au déphasage de l'onde incidente (cf. sections 4.3.6

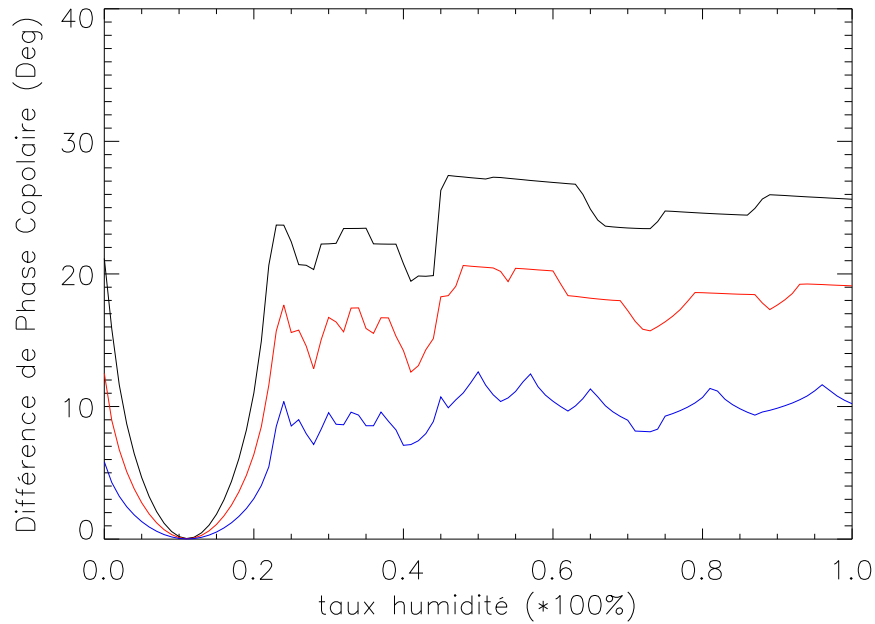


FIG. 6.27 – Variation de la différence de phase copolaire Φ_{HH-VV} en fonction de la teneur en eau du substratum basaltique pour une région de Mars présentant un contexte géologique favorable (à faible concentration de roches, $f = 0.02$). Ces surfaces correspondent typiquement au cas des sites d'atterrissage des rovers Spirit et Opportunity. Trois valeurs d'incidence ont été considérées : $\theta_i = 20^\circ$ (en bleu), $\theta_i = 30^\circ$ (en rouge) et $\theta_i = 40^\circ$ (en noir) [Ph Paillou and Y. Lasne et al., 2005].

et 4.4.3), le comportement observé pour la phase peut être interprété du point de vue de la composante de réflexion multiple. En effet, comme nous l'avons vu à la section 4.4.5, les phénomènes de diffusion par réflexion multiple augmentant avec l'angle d'incidence, ils contribuent à dépolariiser plus efficacement l'onde incidente. Dans le cas présent, la différence de phase moyenne est de l'ordre de 26° pour une incidence de 40° contre seulement 10° pour un angle d'incidence de 20° . Un substratum de basalte humide devrait donc être plus aisément détectable à haute incidence. La Figure 6.27 montre également que lorsque le taux d'humidité de la couche de basalte conduit à une permittivité (ϵ_2) proche de celle de la couche de poussière (ϵ_1), la différence de phase Φ_{HH-VV} tend vers une valeur nulle. Ce comportement apporte la confirmation que le déphasage est principalement dû aux réflexions multiples se produisant au niveau de l'interface humide de subsurface dans la mesure où le profil d'humidité du substratum basaltique peut être vu comme un profil de rugosité. En effet, lorsque les constantes diélectriques des couches adjacentes sont proches ($\epsilon_2 = \epsilon_1$), le problème se réduit à une rétrodiffusion à une couche, où seul le signal de surface contribue. Par ailleurs, les résultats indiquent que la différence de phase copolaire pourrait constituer un outil favorable à la détection d'eau liquide pour des taux d'humidité dépassant 20%, ce qui est concevable à l'échelle saisonnière. Cependant, compte tenu de la variation des paramètres climatiques (pression de CO_2 , température de surface)

sur des intervalles de temps plus courts [Haberle et al., 2001], il convient de considérer plus raisonnablement une variation du taux d'humidité n'excédant pas 5% dans la proche subsurface. La Figure 6.28 montre la variation de Φ_{HH-VV} pour un taux d'humidité de la couche inférieure compris dans l'intervalle [0% - 5%] (zoom de la Figure 6.27) .

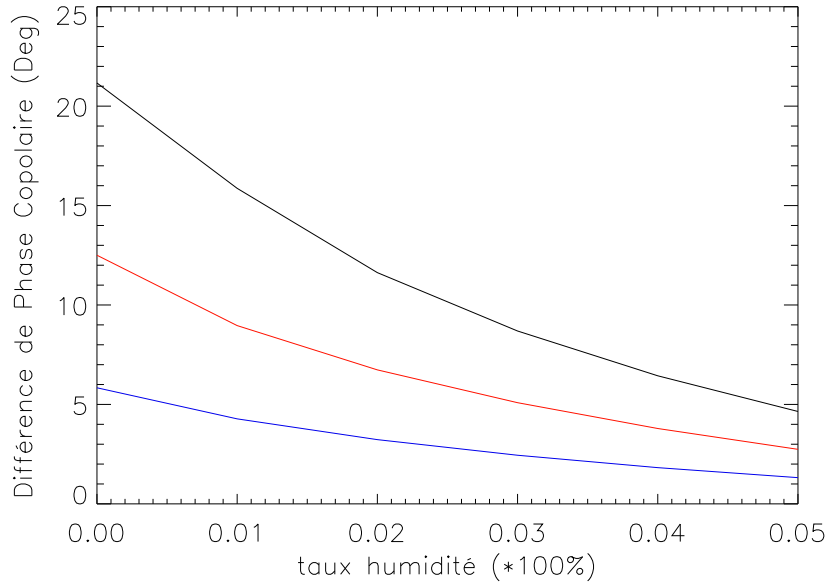


FIG. 6.28 – Variation de Φ_{HH-VV} pour un taux d'humidité de la couche inférieure compris dans l'intervalle [0%:5%] pour trois valeurs d'incidence : $\theta_i = 20^\circ$ (en bleu), $\theta_i = 30^\circ$ (en rouge) et $\theta_i = 40^\circ$ (en noir) (zoom de la Figure 6.27).

Ces résultats montrent qu'une variation de quelques pourcents dans le taux d'humidité de la couche de basalte de subsurface pourrait être détectable avec la phase radar pour des valeurs élevées d'incidence. En effet, à 40° d'incidence, Φ_{HH-VV} présente une dynamique de 17° , contre 5° pour un angle d'incidence de 20° . Le suivi de la variation de la différence de phase copolaire pourrait ainsi constituer une méthode intéressante pour la cartographie de l'humidité de la proche subsurface de Mars et de ses variations à l'échelle saisonnière.

La différence de phase copolaire étant calculée à partir des coefficients de rétrodiffusion (section 4.3.5), la Figure 6.29 présente les coefficients de rétrodiffusion $\sigma_{S2pp}^o(\theta)$ de la couche de subsurface pour les états de polarisation HH et VV, à 40° d'incidence. Afin de déterminer les capacités de détection de structures humides en subsurface par technique SAR, les coefficients de rétrodiffusion ont été calculés en fonction du taux d'humidité et pour différentes profondeurs de la matrice de basalte. Conformément aux observations précédentes, les coefficients de rétrodiffusion σ_{S2vv} et σ_{S2hh} présentent une forte diminution (25dB) lorsque le taux d'humidité de la couche de basalte conduit à une valeur de la permittivité ϵ_2 proche de celle de la couche de poussière ϵ_1 , c'est-à-dire lorsque seul le signal de surface contribue à la rétrodiffusion. Cette variation coïncidant avec la décroissance de Φ_{HH-VV} , ces résultats confirment l'origine subsurfacique de la différence de phase.

De plus, les résultats de la Figure 6.29 indiquent que les coefficients de rétrodiffusion dépendent fortement de l'humidité de la couche de basalte sous-jacente, indépendamment de la polarisation. En effet, le taux d'humidité augmentant, il apparaît une interface diélectrique entre les couches de poussière et de basalte, qui caractérise la distribution géométrique de l'humidité dans le sous-sol. Le profil d'humidité des sols pouvant être représenté comme un profil de rugosité au moyen de paramètres statistiques classiques reliés aux variations de la distribution spatiale de l'humidité, les effets de diffusion par réflexion simple et réflexion multiple se produisant au niveau de l'interface contribuent significativement au signal rétrodiffusé. Ce phénomène se traduit par une augmentation du coefficient de rétrodiffusion, observable sur la Figure 6.29, rendant la structure humide de subsurface aisément détectable pour un système SAR en bande P, jusqu'à une profondeur de 3 mètres. Par exemple, en considérant une dynamique plausible de -30dB pour un système SAR en bande P, les résultats de la Figure 6.29 montrent que le signal de subsurface devrait être détectable entre 1 et 2 mètres de profondeur pour un taux d'humidité compris entre 15% et 25% et jusqu'à 3 mètres pour des taux d'humidité supérieurs à 30%. Les études menées sur la quantité de glace d'eau dans le sous-sol de Mars faisant état d'importantes concentrations dans les premiers mètres à moyennes et hautes latitudes dans les deux hémisphères de la planète [Boynton et al., 2002; Feldman et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002; 2003], de tels taux d'humidité sont envisageables. En supposant une variation de quelques pourcents du taux d'humidité dans le proche sous-sol martien, les résultats de la Figure 6.29 indiquent que le signal de subsurface pourrait être détecté, au mieux, à 2 mètres de profondeur. Calculée à partir des coefficients de rétrodiffusion, la différence de phase copolaire Φ_{HH-VV} permettrait alors la détection de l'humidité dans les 2 premiers mètres du sous-sol martien et autoriserait le suivi de la variation saisonnière de l'humidité jusqu'à des profondeurs de 3 mètres.

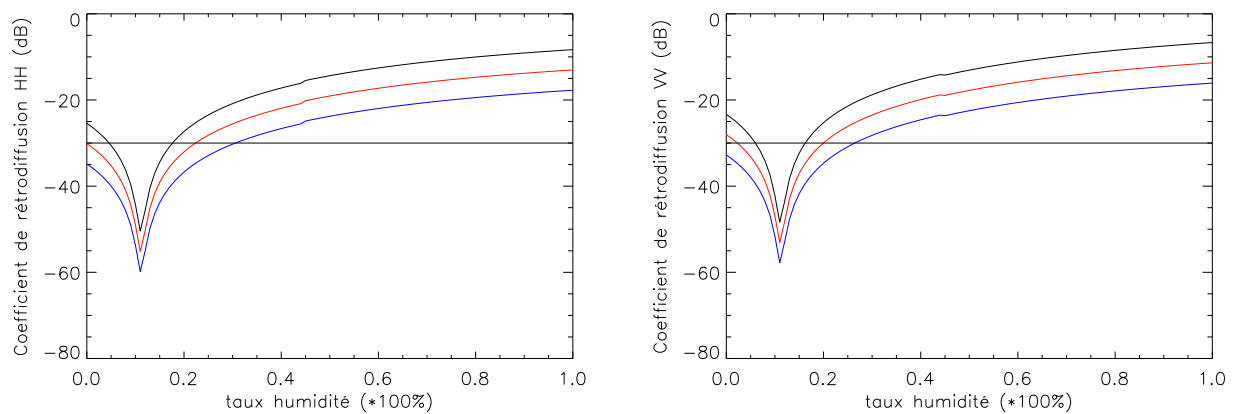


FIG. 6.29 – Variation des coefficients de rétrodiffusion σ_{S2hh}^o (à gauche) et σ_{S2vv}^o (à droite) en fonction de la teneur en eau du substratum basaltique pour une région de Mars présentant un contexte géologique favorable (à faible concentration de roches, $f = 0.02$). Les simulations ont été réalisées pour un angle d'incidence $\theta_i = 40^\circ$ et pour trois profondeurs de la couche de basalte : 1 m (en noir), 2 m (en rouge) et 3 m (en bleu) [Ph Paillou and Y. Lasne et al., 2005].

Cas défavorable : Hémisphère Sud

Ici, les capacités de détection de l'humidité du sous-sol par technique SAR ont été estimées pour un contexte géologique plus défavorable à la pénétration des ondes radar. Les fréquences de distribution des roches observées pour les sites d'atterrissage des sondes Viking 2 et Pathfinder faisant référence à des cas extrêmes (plus rocheux que 95% de la planète) [Christensen, 1986; Moore et Jakosky, 1989], la fréquence de distribution considérée ici correspond à une valeur intermédiaire entre celle observée pour la région de Chryse Planitia (Viking 1) et celles des régions d'Utopia Planitia (Viking 2) ou d'Ares Vallis (Pathfinder). Contrairement au cas précédent, le contexte géologique envisagé dans cette étude doit tenir compte des phénomènes de diffusion volumique dus à la présence de diffuseurs de taille comparable à la longueur d'onde d'un SAR en bande P dans la couche de diffusion. Concrètement, les coefficients de diffusion volumique κ_s et d'extinction κ_e de la couche de poussière ont été calculés pour une distribution des roches représentant une fraction volumique de 8% dans la couche diffusante ($f = 0.08$) et un rayon moyen des diffuseurs de $r_s = 5$ cm. À titre de comparaison, un diamètre des diffuseurs $D = 10$ cm correspond à une couverture rocheuse représentant approximativement 5% de la surface selon les données de Viking 1 et 12% dans le cas de Viking 2 comme le montre la Figure 6.20.

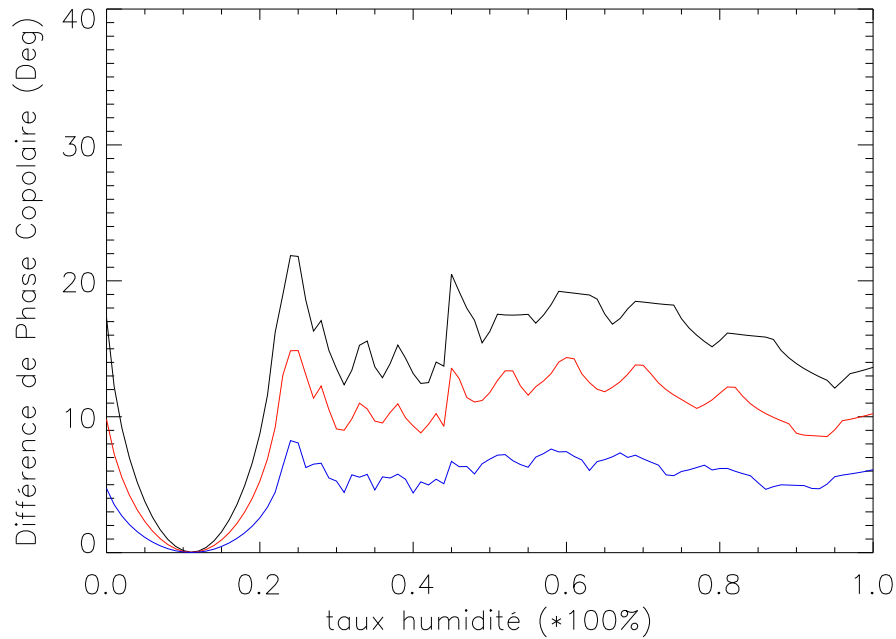


FIG. 6.30 – Variation de la différence de phase copolaire Φ_{HH-VV} en fonction de la teneur en eau du substratum basaltique pour une région de Mars présentant un contexte géologique défavorable (à forte concentration de roches, $f = 0.08$). Trois valeurs d'incidence ont été considérées : $\theta_i = 20^\circ$ (en bleu), $\theta_i = 30^\circ$ (en rouge) et $\theta_i = 40^\circ$ (en noir) [Ph Paillou and Y. Lasne et al., 2005].

Afin d'évaluer l'effet de la présence de diffuseurs enfouis sur la phase radar copolaire, nous avons modélisé la variation de la différence de phase entre les canaux copolaires Φ_{HH-VV} en fonction du taux d'humidité de la matrice de basalte, pour les mêmes incidences que précédemment. Compte tenu de l'augmentation du rayon des diffuseurs de surface, l'écart-type des hauteurs de la couche de poussière a été fixé à $\sigma_1 = 3.5$ cm. La longueur de corrélation L_1 , les paramètres de rugosité de la couche de basalte (σ_2 et L_2) et la fréquence centrale d'émission restent quant à eux inchangés.

Les résultats sont présentés en Figure 6.30. En première analyse, les conclusions générales faites précédemment sont également valables dans le cas présent. En effet, les phénomènes de diffusion par réflexion multiple augmentant avec l'angle d'incidence (cf. section 4.4.5), on observe logiquement une augmentation de la différence de phase copolaire en fonction de θ_i . En particulier, la valeur moyenne de Φ_{HH-VV} est de l'ordre de 15° pour une incidence de 40° contre 6° seulement à 20° d'incidence. Cependant, comparativement aux valeurs de Φ_{HH-VV} obtenues en l'absence de diffuseurs dans la couche de poussière, la prise en compte de la diffusion volumique dans la couche de surface conduit à une atténuation de la différence de phase. Par ailleurs, on peut remarquer que la présence des diffuseurs produit une atténuation plus forte à incidence élevée (11° pour $\theta_i = 40^\circ$) qu'à faible incidence (4° pour $\theta_i = 20^\circ$). Ce résultat est cohérent avec ceux de la section 6.4.2 qui montrent que l'atténuation par diffusion de volume augmente avec l'angle d'incidence. Les résultats de la Figure 6.30 montrent également que la diffusion de volume ne contribue pas à la différence de phase. Ce résultat peut être observé pour une valeur de permittivité ϵ_2 correspondant à celle de la couche de poussière ϵ_1 . Dans ce cas précis, le problème de diffusion se réduisant à un problème à une couche, seules les contributions de surface et des diffuseurs situés dans la proche subsurface contribuent au signal rétrodiffusé. Une valeur nulle de Φ_{HH-VV} confirme donc que le déphasage est produit au niveau de l'interface humide et que les phénomènes de diffusion de volume ne favorisent pas une polarisation plutôt qu'une autre. Ce résultat apparaît cohérent si l'on note que le coefficient de rétrodiffusion de volume σ_{Vpp}^o de l'équation 6.7 est calculé sur la base d'un terme de transmission cohérente et pour des diffuseurs sphériques parfaits conduisant à une diffusion de volume isotrope. Cependant, dans le cas réel, la géométrie des diffuseurs n'étant généralement pas à symétrie sphérique, la diffusion de volume pourrait induire un petit déphasage supplémentaire de l'onde incidente.

Bien que le signal de phase à faible incidence apparaisse difficilement exploitable pour la détection d'humidité, la Figure 6.30 montre que la différence de phase copolaire demeure utilisable à haute incidence et pour des taux d'humidité relativement élevés ($>20\%$), rendant son exploitation envisageable pour des applications de suivi du taux d'humidité de la subsurface à l'échelle saisonnière.

La faible dynamique des paramètres climatiques (pression de CO_2 , température) sur des échelles de temps plus courtes poussant à considérer des variations très faibles du taux d'humidité, nous nous sommes particulièrement intéressés à la variation de Φ_{HH-VV} pour des taux d'humidité du substratum basaltique compris dans l'intervalle $[0\% - 5\%]$ (Figure 6.31). Par analogie avec les études réalisées pour un contexte géologique favorable, la Figure 6.31 montre une dynamique importante à incidence élevée (13° pour $\theta_i = 40^\circ$) pour une variation de 5% de la teneur en eau dans la subsurface. Ainsi, bien que présentant un contexte géologique plus défavorable, l'utilisation de la différence de phase copolaire pour

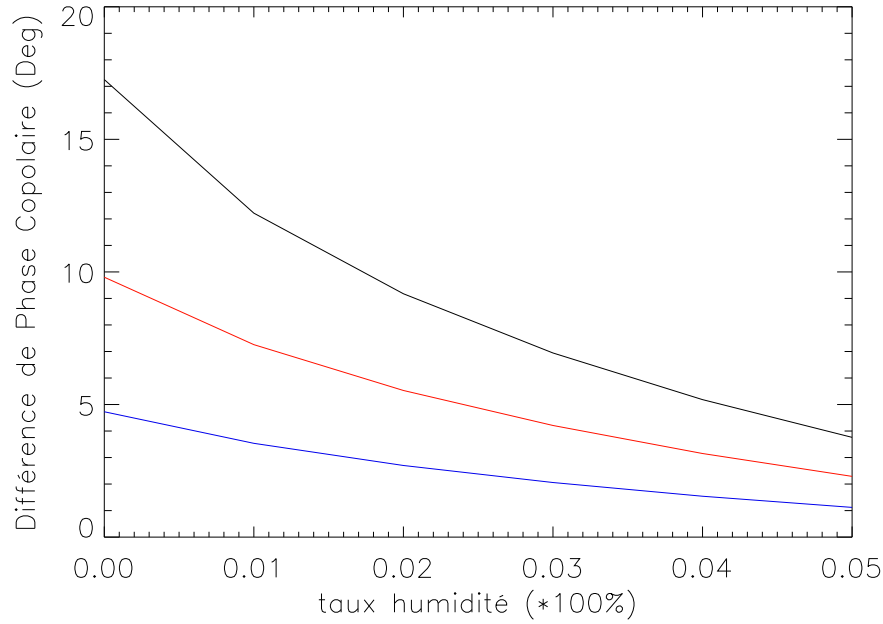


FIG. 6.31 – Variation de Φ_{HH-VV} pour un taux d'humidité de la couche inférieure compris dans l'intervalle $[0\%:5\%]$ pour trois valeurs d'incidence : $\theta_i = 20^\circ$ (en bleu), $\theta_i = 30^\circ$ (en rouge) et $\theta_i = 40^\circ$ (en noir) (zoom de la Figure 6.30) [Ph Paillou and Y. Lasne et al., 2005].

des régions moyennement rocheuses ($f < 8\%$) devrait permettre de détecter une faible présence d'humidité dans le proche sous-sol de Mars et d'en suivre l'évolution à l'échelle saisonnière.

Afin de déterminer le domaine de validité de la différence de phase copolaire en terme de profondeur de détection, nous avons à nouveau représenté les coefficients de rétrodiffusion σ_{S2pp} en fonction du taux d'humidité de la matrice de basalte, pour les modes d'acquisition copolarisés et pour différentes profondeurs de la couche de subsurface. Les observations relatives à Φ_{HH-VV} montrant un potentiel de détection favorable à incidence élevée, les simulations des coefficients σ_{S2vv} et σ_{S2hh} ont été réalisées pour un angle d'incidence de 40° . Comparativement aux résultats de la Figure 6.29, la Figure 6.32 montre une diminution des coefficients σ_{S2vv} et σ_{S2hh} proche de 2dB pour une épaisseur $D = 1$ m de la couche poussière et de 5dB pour $D = 3$ m. L'augmentation de l'atténuation avec la profondeur de la couche de basalte peut être expliquée par la présence d'une quantité plus importante de diffuseurs. En effet, l'épaisseur de la couche diffusante augmentant, l'onde incidente interagit avec une quantité de diffuseurs plus importante, occasionnant une forte rétrodiffusion de volume, conformément aux résultats présentés Figure 6.26. Par ailleurs, la Figure 6.32 montre également que la présence de diffuseurs dans la subsurface altère les conditions d'utilisation de la différence de phase. Dans la mesure où Φ_{HH-VV} est déterminée à partir des coefficients de rétrodiffusion, un seuil de détection à -30dB pour un système SAR en bande P (ligne horizontale sur la Figure 6.32) implique des per-

performances de détection de l'humidité du sous-sol à des profondeurs n'excédant pas 1 m. Comme le montre la Figure 6.32, le signal de rétrodiffusion lié à la couche inférieure (à l'origine de la différence de phase) serait détectable jusqu'à une profondeur de $D = 1$ m pour des taux d'humidité compris dans l'intervalle $[0\% - 5\%]$ ou supérieurs à 20% . Ces résultats indiquent également que l'exploitation de la phase radar à des fins de détection d'humidité à des profondeurs plus importantes (jusqu'à 3 m) nécessiterait des taux d'humidité supérieurs à 50% , ce qui est difficilement envisageable compte tenu des conditions climatiques actuelles de la planète Mars.

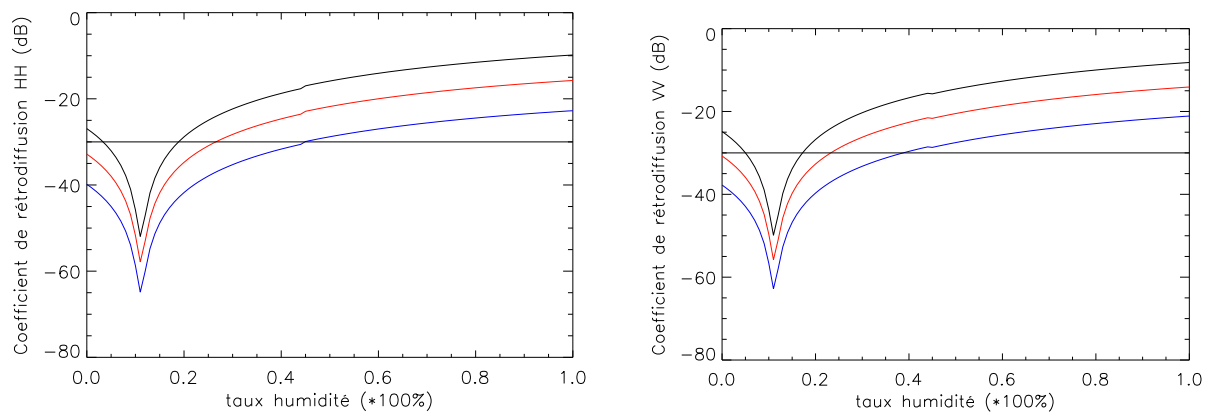


FIG. 6.32 – Variation des coefficients de rétrodiffusion σ_{S2hh}^o (à gauche) et σ_{S2vv}^o (à droite) en fonction de la teneur en eau du substratum basaltique pour une région de Mars présentant un contexte géologique défavorable (à forte concentration de roches, $f = 0.08$). Les simulations ont été réalisées pour un angle d'incidence $\theta_i = 40^\circ$ et pour trois profondeurs de la couche de basalte : 1 m (en noir), 2 m (en rouge) et 3 m (en bleu) [Ph Paillou and Y. Lasne et al., 2005].

6.5 Synthèse des résultats et perspectives

Au travers de ces travaux de modélisation, nous avons examiné les performances d'un système SAR en bande P pour l'exploration de la proche subsurface de Mars. En particulier, nous avons étudié la détection d'humidité dans les premiers mètres sous la surface, en exploitant l'information de phase copolaire contenue dans les images radar. Pour ce faire, nous avons développé un modèle analytique de diffusion (type IEM), tenant compte non seulement des effets de diffusion par réflexion simple et multiple, mais également de la diffusion de volume due à la présence de diffuseurs dans la couche de poussière de surface.

Sur la base des hypothèses concernant la composition minéralogique du proche sous-sol de Mars, les résultats obtenus montrent qu'un système polarimétrique SAR à 430 MHz pourrait constituer un outil efficace pour la détection de l'humidité dans les 2 premiers mètres du sous-sol des régions martiennes présentant un contexte géologique favorable à la pénétration des ondes radar (hémisphère Nord). Sous ces conditions, la télédétection radar autoriserait également le suivi de la variation saisonnière de l'humidité jusqu'à

des profondeurs de 3 mètres. Concernant les régions à plus forte concentration de roches (hémisphère Sud), les résultats de simulations indiquent que les phénomènes de pertes par diffusion de volume occasionnent une diminution des performances de détection de l'humidité des sols, en terme de profondeur de détection. Dans un tel contexte géologique, les estimations montrent que les performances de détection de l'humidité du sous-sol, au moyen de la différence de phase copolaire, n'excèdent pas 1 m de profondeur. Ces résultats sont valables tant pour les applications de cartographie impliquant des taux d'humidité relativement faibles (typiquement entre 0% et 5%), que pour le suivi de la variation du taux d'humidité à l'échelle saisonnière pour laquelle on peut raisonnablement envisager des taux d'humidité atteignant des valeurs de 20% à 30%.

En résumé, un système polarimétrique SAR en bande P pourrait constituer un outil performant pour la détection de l'humidité dans la proche subsurface des régions de Mars présentant une faible population de roches, en privilégiant des angles d'incidence élevés (40°). Cependant, il convient de garder à l'esprit que ces estimations n'ont pas la prétention d'être définitives. Elles constituent une étude préliminaire indicative, dans la mesure où les incertitudes existant sur la nature exacte de la surface de Mars (en terme de composition minéralogique, stratigraphie, pétrologie, géothermie, géophysique interne et externe, etc...) peuvent conduire à des contextes géologiques aussi divers que variés. Ces travaux visent donc principalement à spécifier des paramètres instrumentaux pertinents pour des systèmes SAR de nouvelle génération dédiés à l'exploration de Mars et ont fait l'objet d'une publication dans l'édition spéciale de JGR : *Study of P-Band SAR performances for Mars exploration: Imaging subsurface geology and detecting shallow moisture* [Paillou et al., 2005] (cf Annexes, Chapitre 8).

Chapitre 7

Conclusions

Ces trente dernière années, la télédétection hyperfréquence active a largement démontré ses potentiels dans de nombreux domaines d'application, de l'observation de la Terre aux missions d'exploration des surfaces planétaires. Par leurs performances de pénétration, les systèmes radar à ouverture de synthèse, ou SAR, représentent un moyen unique d'accéder à une information de subsurface, pour détecter, cartographier et suivre des interfaces géologiques ou des structures humides enfouies. Dans le cas présent, nous avons considéré une approche expérimentale pour étudier les capacités de l'imagerie radar basse fréquence (bandes L et P) pour la détection des zones humides dans le sous-sol des régions arides terrestres et martiennes et la cartographie géologique de leur proche subsurface (paléohydrologie, tectonique), jusqu'à des profondeurs de quelques mètres. La méthodologie employée a consisté à combiner des mesures *in situ* (profils GPR, mesures de rétrodiffusion, de rugosité, d'humidité, échantillonnage des sols) et en laboratoire (caractérisation électromagnétique, porosimétrie) à des modèles analytiques et numériques de rétrodiffusion de type Integral Equation Model (IEM) et Finite Difference Time Domain (FDTD) afin d'interpréter qualitativement et quantitativement les données SAR en termes de profondeur de pénétration et de nature des réflecteurs de subsurface.

Détection de l'humidité de la subsurface en contexte aride

Dans un premier temps, les travaux engagés ont concerné la détection de l'humidité des sous-sols en contexte aride. À partir de données SAR de la dune du Pyla, l'analyse phasimétrique des images bande L (1.6 GHz), acquises par le capteur aéroporté RAMSES de l'Office National d'Études et de Recherches Aérospatiales (ONERA) en Juin 1998, a permis de mettre en évidence un comportement particulier de la différence de phase entre les modes d'acquisition copolaires HH et VV, lié à la présence d'une zone humide (paléosol) dans la subsurface. Une étude préalable a consisté à simuler les interactions des ondes hyperfréquences avec les couches d'un modèle géoélectrique de la dune, sur la base d'une discrétisation temporelle des équations de l'électromagnétisme, dans le but de mieux comprendre l'origine du signal de phase. Nous avons également développé un modèle analytique de diffusion simple de type IEM à deux couches pour reproduire et expliquer le phénomène observé. Les résultats des simulations ont montré que la rétrodiffusion de surface par réflexion simple est insuffisante pour reproduire le déphasage lié au

paléosol enfoui. Cependant, en combinant le modèle de diffusion simple avec les résultats des simulations numériques FDTD, qui apportent la contribution des réflexions multiples se produisant au niveau de l'interface humide sable-paléosol, nous avons montré non seulement que le signal de surface contribue faiblement au déphasage, mais également que ce dernier est principalement dû à la composante de rétrodiffusion par réflexions multiples. Nous avons alors développé un modèle IEM de diffusion plus complet incluant une expression analytique du terme de diffusion multiple. Simulant avec succès le phénomène étudié, ce modèle a ensuite été éprouvé et validé lors d'une nouvelle campagne sur la dune du Pyla en Juin 2004 et confirme l'hypothèse selon laquelle le signal de phase serait généré par le profil d'humidité des structures enfouies, à l'origine du phénomène de réflexions multiples. Il a également été montré que cette signature particulière permet la détection d'interfaces humides à des profondeurs plus importantes (5 m en bande L) que celles autorisées par l'analyse des indicateurs radiométriques classiques. Finalement, bien que possédant *a priori* des performances de sondage plus importantes, l'exploitation récente de la bande P au-dessus du Pyla n'a pas confirmé les espoirs de cette basse fréquence pour la détection d'humidité à plus grande profondeur. En effet, les paléosols clairement identifiés en bande L, sont à peine visibles sur les données bande P : si les performances de pénétration sont plus importantes à basse fréquence, les mécanismes de rétrodiffusion au niveau des paléosols sont quant à eux moins efficaces, limitant ainsi la quantité d'énergie renvoyée vers la capteur. Par ailleurs, les conditions météorologiques (couche de sable de surface très humides) n'ont pas été favorables à l'observation du phénomène.

Cartographie de la paléohydrologie

Concernant la validation de l'apport de l'imagerie radar pour les applications de cartographie de la paléohydrologie, nos études ont porté sur une région présentant un contexte géologique aride (la Mauritanie), favorable à la pénétration des ondes radar. La méthode adoptée ici repose sur la combinaison de deux techniques complémentaires : le SAR permettant une cartographie globale de régions étendues et le Ground Penetrating Radar (GPR) autorisant l'auscultation des sols localement, jusqu'à des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres. Comparativement aux acquisitions optiques (ASTER, LANDSAT7), l'analyse polarimétrique des données issues du capteur SIR-C/X-SAR a permis de montrer le potentiel de l'imagerie radar basse fréquence pour la détection de structures géologiques de surface (filons, dykes) ainsi que pour la cartographie de la paléohydrologie de la proche subsurface en contexte aride. En particulier, ces travaux ont montré que l'outil radar offre non seulement un moyen rapide et précis de cartographie à grande échelle de structures surfaciques, caractérisées par une forte rugosité par rapport à leur encaissant, mais constitue également un moyen efficace pour la détection et la caractérisation de structures enfouies. Combinée à des mesures GPR qui fournissent un outil d'exploration local destiné à une étude précise et ponctuelle de la structure fine du sous-sol, l'analyse quantitative de données SAR permet d'obtenir localement une description géologique détaillée des structures de subsurface. Nos résultats ont montré que les acquisitions polarimétriques fournissent non seulement des éléments d'information sur les mécanismes de diffusion mis en jeu (surfacique, volumique, effet de rugosité), mais permettent également de différencier les structures de surface par la rugosité qu'elles occasionnent,

des structures de subsurface par la diffusion de volume qu'elles génèrent. Finalement, ces potentialités permettent d'envisager l'utilisation systématique des radar polarimétriques pour des applications d'observation de la Terre, en complément à l'imagerie optique, pour la détection et la cartographie des caractéristiques surfaciques ou subsurfaciques telles que la présence d'humidité, les structures lithologiques et paléohydrologiques et les diffuseurs enfouis.

Application à l'exploration martienne

Compte tenu des capacités de détection de l'humidité des sols par technique SAR, nous nous sommes intéressés à ses implications dans le cadre de l'exploration de Mars. La question de l'eau occupant une place prépondérante dans l'histoire de la planète, elle constitue aujourd'hui une pierre angulaire des programmes d'exploration de Mars. Participant au programme *Terrestrial Analog to Mars* de la NASA, dont le but est de préparer les futures missions d'exploration de Mars à partir de l'étude de sites terrestres analogues, nous avons travaillé à la définition des performances d'un système SAR en bande P (430 MHz) pour la cartographie de la proche subsurface de la planète et plus particulièrement pour la détection d'eau liquide (sous forme d'humidité) dans les premiers mètres. Les performances de sondage des SAR dépendant fortement des caractéristiques électromagnétiques des matériaux qui composent la surface et le sous-sol de Mars, des mesures de permittivité ont été réalisées en laboratoire à partir d'échantillons de roches terrestres permettant de construire des profils géoélectriques du sous-sol de la planète. Nous avons alors appliqué les modèles et résultats obtenus sur la dune du Pyla à l'étude du potentiel de la phase radar pour les applications de détection de l'humidité dans la subsurface martienne. Incluant un terme de diffusion de volume, notre modèle de diffusion montre que la présence d'hétérogénéités dans les premiers mètres de la croûte martienne pourrait altérer les performances de la différence de phase copolaire pour la détection d'humidité en terme de profondeur d'investigation. Cependant, nos résultats indiquent que l'exploitation du signal de phase entre les canaux copolarisés permettrait la détection de l'humidité ainsi que son suivi à l'échelle saisonnière, jusqu'à des profondeurs de 3 mètres dans l'hémisphère Nord et 2 mètres dans l'hémisphère Sud, compte tenu de la minéralogie martienne et en privilégiant les incidences élevées ($\theta = 40^\circ$).

À terme, ces travaux pourront servir de base dans la détermination des paramètres instrumentaux de SAR nouvelle génération tant pour les applications d'observation de la Terre (ALOS/PALSAR, RADARSAT-2) que pour les missions d'exploration des surfaces planétaires (projets MEEM et SCOUT RADAR). Les résultats de nos travaux concernent également de nombreux domaines d'application allant de l'archéologie à l'aménagement du territoire en passant par la géologie du proche sous-sol, la gestion des ressources naturelles, la prévention des risques naturels d'inondation, l'étude d'infiltration des sols, l'évaluation de la biomasse et le cycle du carbone.

Chapitre 8

Annexes : Publication *Journal of Geophysical Research*

A study of P-band SAR applicability and performance for Mars exploration: Imaging subsurface geology and detecting shallow moisture

Philippe PAILLOU

Observatoire Aquitain des Sciences de l'Univers, UMR 5804

2, rue de l'Observatoire, BP 89, 33270 Floirac, France

Tel: +33-557 776 126 Fax: +33-557 776 110 E-mail: paillou@obs.u-bordeaux1.fr

Yannick LASNE

Observatoire Aquitain des Sciences de l'Univers, UMR 5804, Floirac, France

Essam HEGGY

Lunar and Planetary Institute, Houston, TX 77058, USA

Jean-Marie MALEZIEUX

Institut EGID, Université Bordeaux 3, Pessac, France

Gilles RUFFIE

Laboratoire PIOM, UMR 5501, ENSCPB, Pessac, France

Abstract:

Over the past decade, orbital images of the Martian surface revealed key evidences about the history of the planet environment (craters, faults, paleo-lakes and rivers), partially hidden under a widespread layer of aeolian deposits. Furthermore, several recent observations and studies support the hypothesis that water could be found in the shallow sub-surface of Mars. Low frequency SAR - Synthetic Aperture Radar - has demonstrated its subsurface imaging

capabilities on Earth, especially in arid regions. While SAR potentials for Mars exploration have already been widely discussed, we present here results of a theoretical and parametric study, based on the experience we gained from terrestrial surveys on Mars analog test sites, which evaluates the capabilities of a P-band (430 MHz) SAR for Mars exploration, for both shallow subsurface geology mapping and moisture detection. We suggest that a P-band polarimetric SAR can probe the first meters of the Martian subsurface to reveal the dust-covered geology and to monitor moisture changes over large scales.

8.1 Introduction

The NASA Mars exploration has defined the *follow the Water* strategy as one of its highest priorities in order to understand past geological and climatic history of the planet. Liquid water appears to have existed in the past history of Mars, leaving various tracks such as valley networks and outflow channels [Carr, 1996]. A large amount of water is likely to be present in the subsurface of Mars, in the form of ice or possibly locally liquid water, at depth ranging from a couple of meters to several kilometers [Clifford, 1993].

As far as liquid water is concerned, one of the most important recent discoveries are the numerous geologically young features, resembling terrestrial water-carved gullies, observed by the Mars Observer Camera (MOC) onboard the Mars Global Surveyor spacecraft at mid and high latitudes. As they are superposed on *geologically young* surfaces such as dunes and permafrost polygons, these small-scale gully features are believed to indicate recent, i.e. within the past few million years, superficial flows of liquid water [Malin et al., 2000; Mellon et al., 2001; Mellon et al., 2004]. Numerous models have been proposed to explain the origin of Martian gullies. Using a general circulation model to calculate ground temperature and pressure conditions above the triple point and below the boiling point, [Haberle et al., 2001] determined the current locations on Mars where pure liquid water or brine solutions could exist in the present climate. [Mellon et al., 2001] evaluated two mechanisms for the formation of gullies: solar heating with subsurface conduction or geothermal heating at shallow depths. [Malin et al., 2000] also suggested shallow aquifers as the cause of a massive outflow of water from the regolith which carved the gully features, while [Costard et al., 2002] considered the role of topography where the melting of shallow ground-ice is the source of water at high latitudes during periods of high obliquity. Using a simple model for local heat transport, [Hetch, 2002] suggested that transient melting of ice in the form of a seasonal trickle of small water flows may occur in depressions almost everywhere on Mars where thin ice is illuminated by normal incidence exposure. Recently, [Christensen, 2003] suggested that the gullies may be formed from melting ice within snow packs deposited during high obliquity periods and still remaining in almost permanently shaded slopes. Using the neutron spectrometer of the Gamma-Ray Spectrometer onboard Mars Odyssey, [Mitrofanov et al., 2002; Feldman et al., 2004] produced maps of ground-ice (in the form of water or hydrated minerals) in the upper few meters of the Martian surface at mid and high latitudes. These authors propose a two-layer model of the regolith, presented as a water-ice rich layer buried beneath a relatively dry hydrogen-poor layer. The analysis of all these results provides a strong scientific rationale to search for residual amounts of liquid water in the first few meters of the Martian subsurface.

Much of the Martian surface has been intensely shaped and reworked by aeolian processes, so that a widespread layer of dust now covers large portions of the planet. Polar layered deposits of Mars show thick accumulations of dust in the past. [Tanaka, 2000] considers that widespread and voluminous accumulation of dust occurred during the Noachian, generated by impacts, volcanism and surface processes, the Arabia deposits having formed as dust accumulation waned. During the Early Hesperian, thick dust sedimentation may have occurred essentially in the south pole and deep Hellas and Argyre basins, but north polar sedimentary records prior to the Amazonian are largely obscured. Deposits at Electris and Medusae Fossae may have been produced by local sources of fine-grained materials, for instance volcanic eruptions. Large regional fine dust deposits could be observed on Mars: they are located in northern equatorial regions (Tharsis, Arabia, Elysium). The thickness of these dust deposits were estimated to 0.1 - 2 m, in all case less than 5 m, and the age of the deposits are estimated at 1 Ma [Christensen, 1986a]. [Christensen, 1986a] proposed a cyclic aeolian process of deposition and removal of the dust. Local observations at the Mars Pathfinder landing site show very fine-grained (micron-size) dust deposition at rates of about 20 - 45 μm per year. This value is consistent with previous studies of dust deposition on Mars and dust devils seem to play a major role [Johnson et al., 2003]. Dust deposits also show dynamic behavior: the MOC has repeatedly imaged slope streaks in dust-covered regions on Mars. Variations in dust deposition could explain the observed changes in the formation rate of such mass movements [Aharonson et al., 2003]. At present, no method is available to estimate the aeolian dust thickness at a global scale. [Vincendon et al., 2003] proposed to study the disturbance of the small impact crater distribution to estimate a dust layer thickness: a map of dust thickness in Arabia Terra was produced, with a maximal thickness reaching 50 m. It is then very likely that a significant number of geological features, such as river networks [Mangold et al., 2004], witnesses of the past environment of Mars, are hidden under meters to tens of meters of *Martian dust*.

It is then clear that a better understanding of the history of Mars requires the exploration and characterization of its subsurface: paleogeography (e.g. drainage networks and paleolakes) and geological structures (e.g. impact craters and faults) may be still hidden under the dust cover, and liquid water could be present in the near subsurface. Earth remote sensing experiences on several Mars analogs have shown that one of the best instrument to address a shallow subsurface mapping task on a global scale is orbital radar. Low frequency sounding radars, such as MARSIS onboard Mars Express and SHARAD foreseen for Mars Reconnaissance Orbiter, are dedicated to deep (several hundreds of meters) sounding with a low spatial resolution, with a main scientific goal to map deep subsurface water. Using aperture synthesis techniques, synthetic aperture radar (SAR) provides high resolution imaging capabilities of planetary surfaces from orbit that complement these ongoing radar experiments by providing a detailed data for the top few meters of the Martian subsurface (a blind zone for the aforementioned low frequency sounding radars). A successful SAR mission revealed the surface of Venus in the 90s [Saunders et al., 1992] and the technique is still widely used for Earth observation [Elachi, 1988]. We present here a study of the potential of a low frequency imaging SAR to map the shallow subsurface of Mars: we rely on results obtained for comparative test sites to extrapolate our models to the Martian case, taking into account the geology of Mars. This work intends to provide

a proof of concept and utility for a potential P-band SAR mission that could be sent to Mars within the next decade [Paillou et al., 2001a; Campbell et al., 2004a].

8.2 The Terrestrial Case: Subsurface Geology and Moisture Detection

8.2.1 Subsurface Geology

Low frequency orbital SAR in L-band (1.25 GHz) allows us to investigate the subsurface down to several meters over arid areas, when covered by dry material such as sand [McCauley et al., 1982; Elachi et al., 1984; Schaber et al., 1986; Abdelsalam et al., 1996; Schaber et al., 1997]. Subsurface imaging using SAR presents then high potential for terrestrial applications in arid and semi-arid environments, such as hydrology, geological mapping, natural hazard monitoring, and archaeology. *Subsurface geology* down to a couple of meters is made of a complex combination of materials (generally sediments) and structures, and the ground truth needed for model development and inversion is hard to obtain. Few outdoor and laboratory experiments were conducted to actually measure the microwave penetration in desert soils [Farr et al., 1986; Schaber et al., 1986; Mätzler, 1998; Paillou et al., 2001b; Williams and Greeley, 2001; Heggy et al., 2001], and approaches based on a combination of GPR - Ground-Penetrating Radar - and SAR data proved to be successful: the GPR is operated to derive geometrical and dielectric characteristics of the subsurface structures which are then used as input for the interpretation of the SAR image [Grandjean et al., 2001; Paillou et al., 2003a].

One of the most interesting results regarding subsurface imaging with SAR was obtained more than 20 years ago by [McCauley et al., 1982] for a site located in southern Egypt, the Bir Safsaf region, using the Shuttle Imaging Radar (SIR). SIR-A radar revealed buried and previously unknown paleodrainage channels. Several field expeditions were afterwards undertaken in this region in order to explore and understand the geology of subsurface structures and their relationship with the radar signal [Schaber et al., 1986; Paillou et al., 2003a]. However, the limited geographical coverage of Shuttle Imaging Radar missions did not allow regional scale mapping of hidden hydrological and tectonic structures of East Sahara, and scientific interpretations of available data remain partial and incomplete. Nevertheless, complete L-band radar coverage of East Sahara by the Japanese JERS-1 satellite (operated by JAXA from 1990-1998) exists but has yet to be fully exploited. Although JERS-1 radar mosaics have been realized over large equatorial regions for the study of tropical vegetation, mapping of the arid regions of Africa and Arabia has not been considered. We then realized the first global radar mosaic of East Sahara, covering Egypt, northern Sudan, eastern Libya and northern Chad, from JERS-1 images at a resolution of 50 meters (cf. Figure 8.1). The production and scientific analysis of a geocoded mosaic generated from more than 1600 radar scenes will reveal the near-surface geology hidden by the superficial sand layer [Paillou et al., 2003b]. Such a dataset has contributed to the discovery of a number of unknown subsurface structures (rivers, lakes, faults, impact craters) and will help answer several key questions about the climatic, geological, and hydrological recent history of East Sahara. Primary analysis of this radar mosaic already

allowed the discovery of a double impact crater in south-east Libya [Paillou et al., 2003c] and a potential giant impact crater field in south-western Egypt [Paillou et al., 2004].

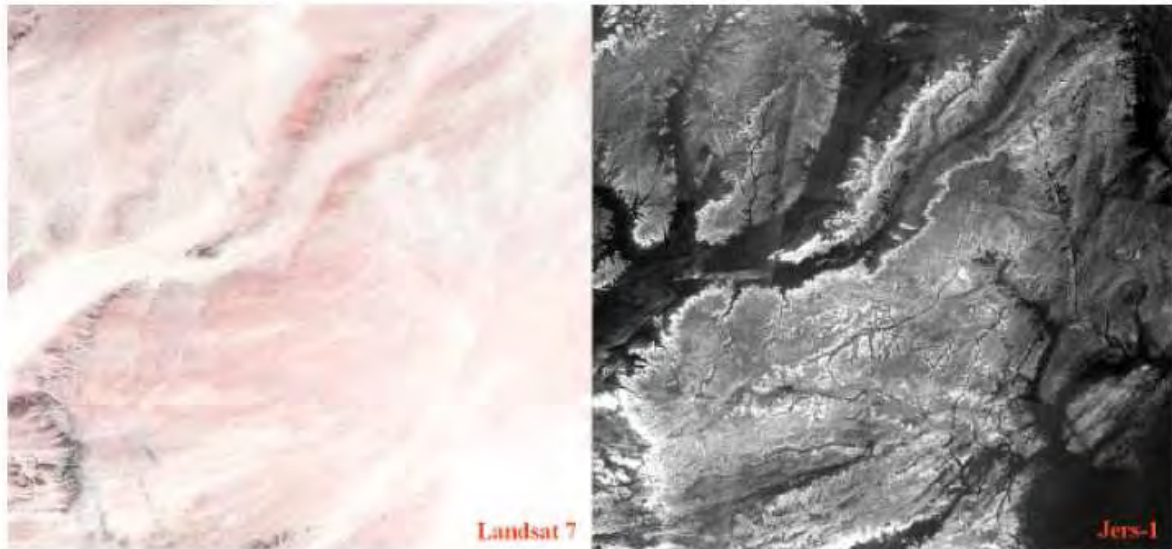


FIG. 8.1 – *Landsat-ETM image (left) and JERS-1 L-band SAR image (right) of northern Sudan showing ancient valley network hidden under sandy sediments. The scene covers 400×350 km, the SAR scene has a resolution of 50 m and penetration depth is about 2 m.*

8.2.2 Moisture Detection

Besides its penetration capabilities in arid surfaces, SAR is also sensitive to soil moisture through the variation in dielectric constant of materials: soils containing water present a higher permittivity and are then more reflective for the radar. SAR data can then be used in order to monitor changes in soil moisture [Ulaby et al., 1986]. Several experimental and theoretical studies, based on both empirical and semi-empirical approaches, have investigated this potential [Dubois et al., 1995; Oh et al., 1992; Okamura et al., 2000]. We investigated the potentials of L-band SAR systems to map subsurface wet structures on an experimental test site, the Pyla dune in France. Paleosoils, acting as moisture traps, are buried inside the dune under a dry sand cover, and they could be detected down to 3.5 m using an airborne L-band polarimetric SAR [Grandjean et al., 2001] (cf. Figure 8.2).

Whereas classical moisture detection techniques rely on the amplitude of the radar signal, we recently proposed to consider the co-polar phase information to map subsurface moisture [Lasne et al., 2004]: by analyzing polarimetric SAR data, we established that a phase difference of 23° between horizontal (HH) and vertical (VV) channels was correlated to the buried wet structures, allowing the detection of the paleosol down to 5.2 m. Field measurements using truck-mounted horn antennas and time-domain analyzer confirmed the phase signal. We modeled the phenomenon using a two-layer Integral Equation Model (IEM) [Fung, 1994], taking into account both single and multiple scattering components of the backscattered radar wave [Lasne et al., 2005]. Considering the penetration capabilities of L-band SAR in dry sand, of the order of a couple of meters [Schaber et al., 1986;

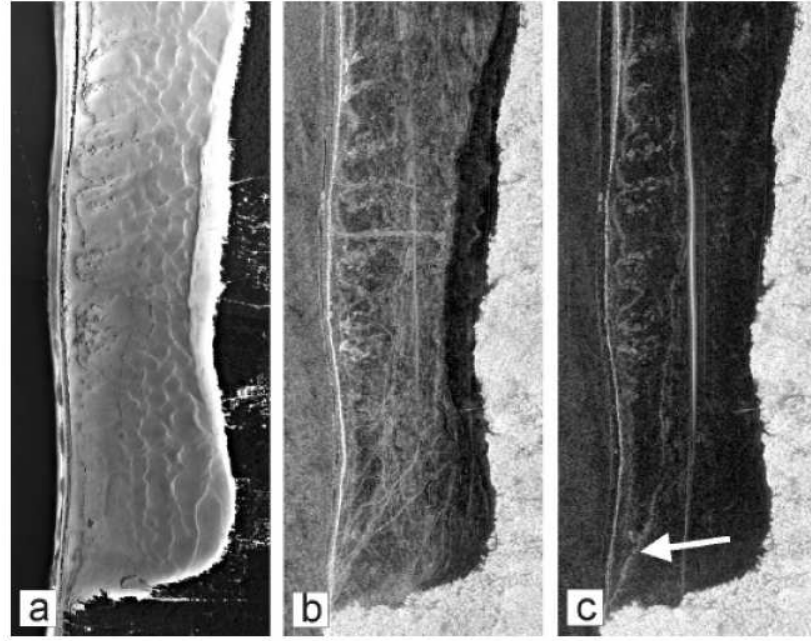


FIG. 8.2 – Airborne optical (a) and SAR (b, c) images of the southern part of the Pyla sand dune in France. HV polarization image (c) shows subsurface moisture related to paleosoils (arrow). SAR images have a resolution of 1 m and penetration depth is about 4 m.

Grandjean et al., 2001; Paillou et al., 2003a], together with the fact that the Martian dust is likely to be less favorable to radar penetration due to its iron content [Paillou et al., 2001b], we have to go to longer radar wavelengths in order to explore the shallow subsurface of Mars. For a wavelength λ , the $1/e$ penetration depth δ_P in a medium of dielectric constant $\epsilon = \epsilon' - j\epsilon''$ is given by [Ulaby et al., 1982]:

$$\delta_P = \frac{\lambda}{4\pi} \left\{ \frac{\epsilon'}{2} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon''}{\epsilon'} \right)^2} - 1 \right] \right\}^{-1/2} \quad (8.1)$$

A L-band (1.25 GHz) SAR should then penetrate 1.3 m in dry sand ($\epsilon = 2.85 - 0.05j$, cf. [Paillou et al., 2003a]), whereas a P-band (435 MHz) SAR should penetrate 1.9 m in a typical *Martian dust* ($\epsilon = 5.87 - 0.14j$, cf. section 8.3). Although no orbital platform was yet developed for Earth observation, experimental P-band SAR onboard aircrafts such as AIRSAR or RAMSES have demonstrated higher penetration capacities [Farr, 2001; Paillou et al., 2002]. Also, as the Martian soil is likely to contain high quantities of impact deposits and ejecta [Newsom, 1980], a long-wave radar such as P-band should be less sensitive to possible volume scattering occurring in the first meters of the subsurface.

A potential problem, when dealing with phase measurements and orbital SAR, is the effect of free electrons in the ionosphere: the Faraday rotation, depending on the TEC (Total Electron Content) of the ionosphere, the planet's magnetic field B and the SAR frequency f , can cause polarization rotation of linearly polarized waves as given by [Davies,

1990] (in degrees):

$$\phi = 1.35 \cdot 10^6 \frac{B \text{ TEC}}{f^2} \quad (8.2)$$

The rotation can reach several degrees for L-band SAR orbiting around Earth and about 30° at P-band at high latitudes during the daytime. However, Mars present no magnetic field (except at some locations on its surface) and its ionosphere is likely to contain very low TEC [Krymskii et al., 2004], so it should not affect an orbital SAR.

8.3 A Two-layer Geo-electrical Model for the First Meters of the Martian Subsurface

A first step for modeling the SAR performances in terms of penetration depth and signal backscattering is to build a reasonable geological and electromagnetic model for the shallow subsurface of Mars. Such work was already done by [Heggy et al., 2001; Heggy et al., 2003] in order to estimate penetration capabilities of low frequency sounding radar such as MARSIS and SHARAD. We shall consider here a two-layer model for the first meters of the Martian subsurface. Figure 8.3 shows a sketch of this model, with parameters which have to be estimated for further radar simulation: a superficial dry layer of *Martian dust*, of thickness d , covers a wet (or dry) layer of basaltic bedrock. The dust layer is characterized by its dielectric constant (real part ϵ'_1 and imaginary part ϵ''_1), its surface roughness (height standard deviation σ_1 , correlation length L_1 , autocorrelation function W_1 [Dierking, 1999]), its albedo a (the ratio between the extinction coefficient κ_e and the diffusion coefficient κ_s) and its optical depth $\kappa_e d$. The surface roughness is a crucial parameter related to the density and size of rocks covering the surface [Campbell, 2001]. The dielectric constant depends on the mineralogical composition and porosity of the layer (we do not here take into account possible magnetic properties of the Martian soil [Morris et al., 2000], but this will be considered in future work), its albedo and optical depth being related to heterogeneities (rock clasts) present in the subsurface. The basalt layer is also characterized by its roughness (height standard deviation σ_2 , correlation length L_2 , autocorrelation function W_2) and dielectric constant (real part ϵ'_2 and imaginary part ϵ''_2), the latter one varying in considerable ways depending on the moisture content of the layer. It should be noted that when containing significant amount of water, the *roughness* of the basalt layer can be controlled by the water distribution rather than by the geological interface between dust and basalt. This two-layer model is illuminated by a radar wave of frequency λ arriving with an incidence angle θ . Such a simple two-layer model does not describe the actual complexity of the geology of the first meters of the Martian subsurface, nevertheless it is a first step to evaluate performances of polarimetric imaging radar in a Martian context. The validity of our results strongly depends on the choice of realistic values for all the above described parameters, taking into account what we know about the geology of Mars. From the radar point of view, the most important parameter is the local incidence angle θ which can be obtained from Digital Elevation Models (DEM) of Mars. Then comes the surface roughness which can be estimated from landscape images of the Martian surface taken by various landers and rovers. Finally comes the dielectric

constant, albedo and optical depth of the geological layer: these parameter values are derived from laboratory measurements performed on terrestrial analogs.

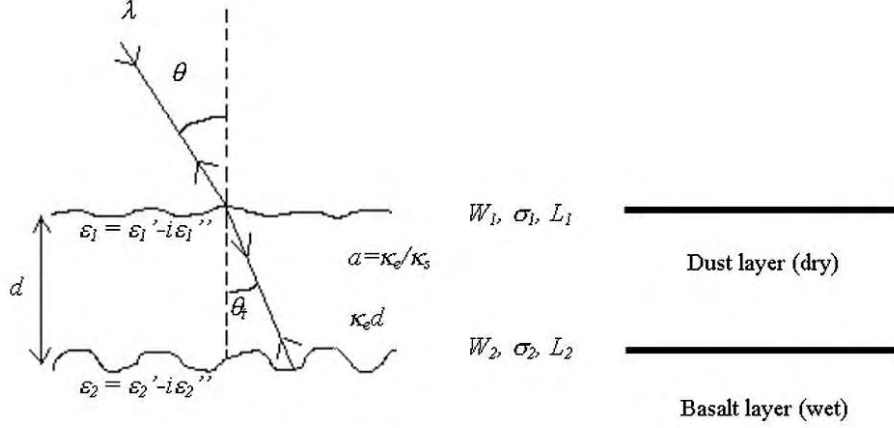


FIG. 8.3 – Geometry of the two-layer geo-electrical model used to simulate the SAR response of the first meters of the Martian subsurface. The upper layer is described by its dielectric constant, thickness (a few meters here), surface roughness and volume scattering parameters, the lower layer is described by its dielectric constant and surface roughness.

In order to characterize the first layer of *Martian dust*, we have to consider that the surface of Mars is covered by a widespread layer resulting of the erosion of volcanic formation. In situ measurements made by Viking, Mars Pathfinder and MER missions, as well as orbital observations by Mars Global Surveyor (TES instrument) and Mars Express (Omega instrument), indicate the presence of iron-oxide rich elements such as Hematite, Maghemite, Goethite and Jarosite all over the Martian surface [Rieder et al., 1997, Christensen et al., 2000; Christensen et al., 2004; Klingelhöfer et al., 2004; Rieder et al., 2004; Bibring et al., 2005]. Recently, the neutron spectrometer onboard Mars Odyssey as well as the Omega instrument onboard Mars Express indicated that evaporites could also be present on the Martian surface (hydrated sulfate for instance) [Mitrofanov et al., 2002; Gendrin et al., 2005]. The Martian surface is also very likely to contain meteoritic material accumulated for millions of years. We then simulated a typical *Martian dust* by mixing basalt, iron oxides, salts and Chondrites. The basaltic substratum was simulated using a basalt from East Africa (Djibouti) which appears to be comparable to Martian basalts [Paillou et al., 2001b]. In order to dispose of realistic values for the dielectric constants of our two-layer geo-electrical model, we characterized various rocks and minerals at a central frequency of 430 MHz (P-band). We used both capacitive and open coaxial cells connected to HP4291A impedance analyzer to measure the real and imaginary parts of the dielectric constant of both dry powder and pellet samples. Some results obtained for the P-band are presented in TAB 8.1. For a *Martian dust* mixture composed of 45% Djiboutian basalt, 10% Hematite, 10% Goethite, 10% Maghemite, 10% Chondrite, 5% Pyroxenolite, 5% Chlorite and 5% Gypsum, we used the second formula of Lichtenecker [Lichtenecker et al., 1931] in order to compute the total dielectric constant ϵ_m of the

mixture from the dielectric constant ϵ_i of each individual constituent:

$$\epsilon_m = \prod_{i=1}^n \epsilon_i^{\phi_i} \quad (8.3)$$

where ϕ_i is the volume fraction of the component i . We finally obtained a value of $\epsilon_1 = 5.87\text{-}0.14j$ for the covering dust layer. [Williams et al., 2004] measured comparable values using Carbondale Red Clay and Mars JSC-1 soil simulant. In a similar way, we computed the dielectric constant of basalt mixed with various amount of water content, from the dielectric constant of dry basalt (cf. *TAB* 8.1) and the dielectric constant of pure water for the P-band ($\epsilon_w = 86.75\text{-}3.77j$) [Ulaby et al., 1986]. The case of basalt mixed with ice, which can also be relevant for the Martian case, will not be considered since water ice presents a low dielectric constant (typically $\epsilon_i = 2.9\text{-}0.002j$ for P-band at -20°C [Ulaby et al., 1986]) that cannot significantly change the electrical properties of geological materials.

Sample	Bas.	Hem.	Magh.	Goe.	Pyro.	Chlo.	Gyp.	Chon.	Wat.
ϵ'	4.19	25.72	14.25	3.86	4.55	4.07	3.63	5.75	86.75
ϵ''	0.178	1.447	1.47	0.071	0.092	0.023	0.015	0.202	3.77
dust %	45	10	10	10	5	5	5	10	-

TAB. 8.1 – Dielectric constant measured at 430 MHz for various rocks and minerals relevant for Mars. All samples were in powder form except basalt for which a pellet was used. Percentages assumed in the Martian dust mixture are indicated.

The albedo, optical depth and roughness parameters of the superficial layer are estimated from the analysis of Martian landscapes captured by Viking, Mars Pathfinder and MER missions. Such data were analyzed to study the rock-size distribution at the surface of Mars for various landing sites [Golombek et al., 1997, Golombek et al., 2003]. Also, the rock abundances over large regions of the Martian surface were studied using thermal signatures of the surface [Christensen, 1986b; Moore et al., 1989]. Studies indicate that 50% of the Martian surface has rocks covering 8% of the surface of which 2% are larger than 20 cm (e.g. Chryse Planitia, the Viking 1 landing site). Few terrains, such as Viking 2 landing site in Utopia Planitia, present a rock cover of more than 20% with 1% rocks larger than 50 cm. [Golombek et al., 1997] proposed a rock-size distribution law in the form of:

$$F_k(D) = k e^{-q(k)D} \quad (8.4)$$

where $F_k(D)$ is the cumulative fraction of the surface covered by rocks of size larger than D , k is the total area of the rock cover weighted by the rock diameter D and $q(k)$ is the exponential decrease factor characterizing the area, depending on k . Examples of rocky and smooth regions are presented in Figure 8.4, with corresponding values of k . In order to derive values for the albedo and optical depth, we can extrapolate the use of k , designed for surface description, to a parameter f_D representing the volume fraction of rocks of diameter D in the superficial layer. The density of rock can then be expressed by:

$$N = \frac{6f_D}{\pi D^3} \quad (8.5)$$

and the diffusion and extinction coefficients can be obtained using [Fung, 1994]:

$$\kappa_s = \frac{4\pi^4 f_D D^3 \epsilon_m'^2}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_s - \epsilon_m}{\epsilon_s + 2\epsilon_m} \right|^2 \quad (8.6)$$

$$\kappa_a = \frac{2\pi}{\lambda} \left\{ 2(1 - f_D) \sqrt{\epsilon_m''} + f_D \sqrt{\epsilon_m'} \frac{\epsilon_s''}{\epsilon_m'} \left| \frac{3\epsilon_m}{\epsilon_s + 2\epsilon_m} \right|^2 \right\} \quad (8.7)$$

where ϵ_m is the dielectric constant of the *Martian dust* and ϵ_s is the dielectric constant of the rock clasts (we shall consider here basalt).

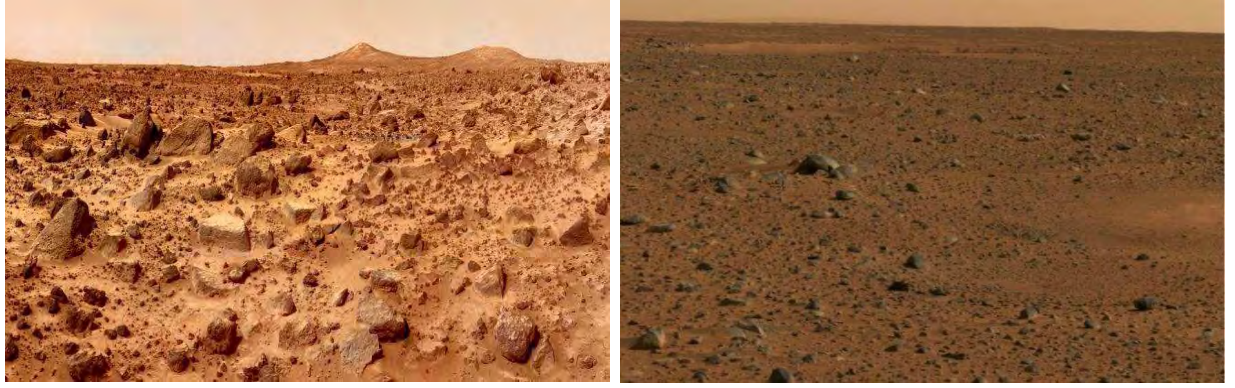


FIG. 8.4 – *Left: Landscape of the Ares Vallis region taken by Mars Pathfinder, corresponding to a value $k=0.2$. Right: Landscape of the Spirit rover landing site close to Gusev crater, corresponding to a value $k=0.05$. Source NASA.*

In the following, we shall simply divide the Martian surface into two different cases: a radar *favorable* case and a radar *unfavorable* case. The favorable case roughly corresponds to the Northern hemisphere of Mars: a smooth superficial layer of Martian dust, containing very few rock clasts, covering a basalt bedrock. The superficial layer will then be characterized by a small value for the f_D parameter and will present a limited volume scattering contribution in the backscattered radar signal. We shall consider f_D ranging between 0 and 0.02 for a mean clast diameter $D = 4$ cm. The *smooth* surface will correspond to $\sigma_1 = 0.5$ to 1.5 cm and $L_1 = 10$ cm. On the opposite, the unfavorable case, which better represents cratered terrains of the southern hemisphere, will be modeled by an heterogeneous superficial layer containing higher densities of rock clasts, corresponding to higher values for the f_D parameter between 0.08 and 0.2 and a mean clast diameter $D = 10$ cm. The surface roughness will also be higher in that case: we shall consider $\sigma_1 = 1.5$ to 3.5 cm and $L_1 = 10$ cm. In both cases, the subsurface layer of basalt will be characterized by roughness parameters $\sigma_2 = 3.5$ cm and $L_2 = 10$ to 12 cm, its dielectric constant varying from $\epsilon_2 = 4.19-0.178j$ (dry basalt) to $\epsilon_2 = 86.75-3.77j$ (pure liquid water).

8.4 IEM Modeling of the SAR Backscattering Coefficient

Modeling of microwave scattering is still an active topic. First models for the study of planetary surfaces were driven by ground-based observations of the Moon and Venus [Hagfors et al., 1974]. The availability of orbital SAR for Earth observation quickly induced several studies to model the sensitivity of radar to surface roughness (defined in comparison to the radar wavelength) and dielectric constant. The description of several models can be found in [Ulaby et al., 1982; Fung, 1994]. Among most used analytical models, we find the Geometrical Optics (GO) model assuming a stationary phase for very rough surfaces, the Physical Optics (PO) model based on a scalar approximation of the electromagnetic fields for medium-rough surfaces and the Small Perturbation Model (SPM) which is valid only for smooth surfaces. [Fung et al., 1992] proposed a more complete analytical model, the Integral Equation Model (IEM), based on a simplified expression of tangential fields. It allows to take into account both single and multiple scattering components of the radar wave [Wu et al, 2001] and the IEM model is also valid for a wider range of roughness parameters than the other models, allowing to take into account various surface types. The domain of validity of the IEM model can be defined by the relationships:

$$k\sigma < 1 \quad k\sigma kL < \sqrt{|\epsilon_m|} \quad (8.8)$$

where σ and L describe the roughness of a surface of dielectric constant ϵ_m , illuminated by a wave of wavenumber $k = 2\pi/\lambda$. For P-band at 430 MHz and a typical volcanic material of permittivity around 6, σ should be smaller than 10 cm and L should be smaller than 30 cm.

The radar backscattering coefficient can be expressed as the sum of a single scattering component and a multiple scattering component:

$$\sigma_{qp}^o = \sigma_{qp}^S + \sigma_{qp}^M \quad (8.9)$$

where q and p indicate the polarization state of the emitted and received wave respectively (H for horizontal and V for vertical). The single scattering coefficient is expressed by:

$$\sigma_{qp}^S(\theta) = \frac{k}{4} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} |I_{qp}^n|^2 \frac{W^{(n)}(-2k \sin(\theta), 0)}{n!} \quad (8.10)$$

with:

$$I_{qp}^n = (2k \cos(\theta) \sigma)^n f_{qp} e^{-k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} + \frac{(k \cos(\theta) \sigma)^n}{2} [F_{qp}(-k \sin(\theta), 0) + F_{qp}(k \sin(\theta), 0)] \quad (8.11)$$

and:

$$W^{(n)}(u, v) = \sqrt{\frac{\pi}{n}} L e^{-\frac{(u+v)^2 L^2}{4n}} \quad (8.12)$$

being the Fourier transform of the n^{th} power of the surface correlation function, that we shall consider Gaussian in the following. f_{qp} and F_{qp} are respectively the coefficient of the

Kirchoff fields and complementary fields [Fung, 1994]. The multiple scattering coefficient is expressed by:

$$\begin{aligned} \sigma_{qp}^M(\theta) = & \frac{k^2}{4\pi} e^{-3k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n!m!} \\ & * \int \int Re[f_{qp}^* F_{qp}(u, v)] W^{(n)}(u - k_x, v) W^{(m)}(u + k_x, v) dudv \\ & + \frac{k^2}{16\pi} e^{-2k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{(k^2 \cos^2(\theta) \sigma^2)^{n+m}}{n!m!} \\ & * \int \int [|F_{qp}(u, v)|^2 + F_{qp}^*(u, v) F_{qp}^*(-u, -v)] W^{(n)}(u + k_x, v) W^{(m)}(u - k_x, v) dudv \quad (8.13) \end{aligned}$$

where $k_x = k \sin \theta$ and (u, v) are the variables of the Green's function. We also have to take into account a volume scattering term which should be added to the single and multiple scattering terms in order to simulate the diffusion effects of clasts in the superficial layer:

$$\sigma_{qp}^V(\theta) = \frac{1}{2} \frac{\kappa_s}{\kappa_e} T_{12} T_{21} \cos \theta [1 - \exp(-2\kappa_e d / \cos \theta_t)] P_{qp} \quad (8.14)$$

where T_{ij} is the Fresnel transmission coefficient from medium i to medium j and P_{qp} has a value 1.5 for the co-polar case and 0 for the cross-polar case [Fung, 1994].

If we consider now the two-layer case as described in Figure 8.3, the total radar backscattered power will be expressed as the coherent contribution of the two layers:

$$\sigma_{qp}^o(\theta) = \sigma_{S1qp}^o(\theta) + \sigma_{V1qp}^o(\theta) + \sigma_{SS2qp}^o(\theta) \quad (8.15)$$

with σ_{S1qp}^o being the surface component of the dust layer of thickness d (cf. equation 8.9 with parameters $\epsilon_1, \sigma_1, L_1$), σ_{V1qp}^o being the volume component of the dust layer of thickness d (cf. equation 8.14 with parameters κ_e and κ_s), and σ_{SS2qp}^o being the subsurface component of the basalt layer of parameters ϵ_2, σ_2 and L_2 attenuated by the first layer. It is given by:

$$\sigma_{SS2qp}^o(\theta) = \frac{\cos(\theta)}{\cos(\theta_t)} T_{12} T_{21} e^{-\frac{2\kappa_e d}{\cos(\theta_t)}} \sigma_{S2qp}^o(\theta_t) \quad (8.16)$$

where σ_{S2qp}^o is obtained from equation 8.9 for the basalt layer parameters and θ_t is the angle between the transmitted radar wave and the normal to the surface. Equation 8.15 allows to simulate the radar scattering of the two-layer case, taking into account both multiple and volume scattering terms, which are relevant for the Martian case [Baron et al., 1998, Harmon et al., 1999].

Expression (15) allows to compute the amplitude of the backscattered radar wave for various polarizations, HH and VV for instance. As regards the phase difference between HH and VV channels which can be used to detect subsurface moisture, it is given by [Lasne et al., 2004]:

$$\Phi_{HH-VV} = |Arctg(\frac{\sigma_{SS2hh}^o \sin(\varphi_P)}{\sigma_{S1hh}^o + \sigma_{V1hh}^o + \sigma_{SS2hh}^o \cos(\varphi_P)}) - Arctg(\frac{\sigma_{SS2vv}^o \sin(\varphi_P)}{\sigma_{S1vv}^o + \sigma_{V1vv}^o + \sigma_{SS2vv}^o \cos(\varphi_P)})| \quad (8.17)$$

where the expression of the phase φ_P only depends on the superficial layer thickness [Lasne et al., 2005].

8.5 Simulation Results

8.5.1 Subsurface Geology

Previous work already evaluated the potentials of a low frequency SAR for mapping buried structures, using a simple two-layer model of the Martian surface and radar scattering being simulated with the Small Perturbation Model [Campbell et al., 2004b]. However, the proposed approach relies on a single scattering surface term and is mainly valid for smooth surfaces. It also does not take into account the possible screening effect of rock clasts in the superficial layer (no volume scattering component) and considers dielectric constants for the Martian materials which are lower than the ones we obtained from laboratory measurements. Result of the study nevertheless shows that a P-band orbiting SAR, with HH and VV polarization capabilities, should be able to map subsurface geology down to several meters.

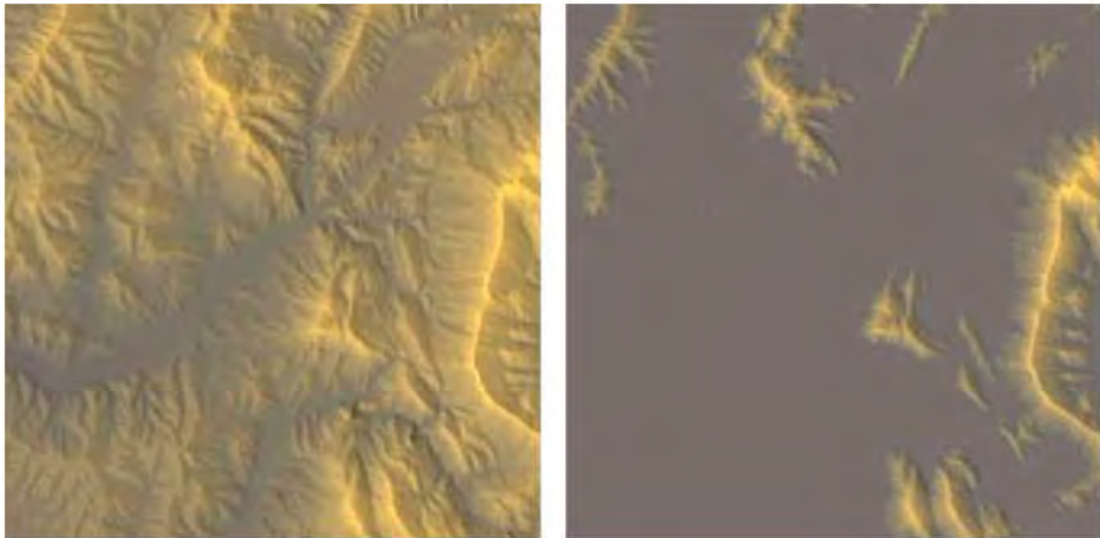


FIG. 8.5 – *Left: DEM simulating the subsurface basaltic bedrock (height range is 10 m, source IGN). Right: The same landscape when covered by 4 m of Martian dust. The scene covers 25×25 km and the pixel size is 50 m.*

In order to simulate the performances of a P-band (430 MHz) SAR for subsurface geology mapping on Mars, we considered a subsurface bedrock of basalt with paleotopographic features, the deepest structures being located 10 meters under the surface. The bedrock was then covered with a 4 m thick layer of our *Martian dust* mixture. Figure 8.5 shows the subsurface basalt before and after being covered by a homogeneous dust layer, the final result corresponding to what a classical optical sensor such as MOC would see. Our SAR simulator combines a radiometric module, based on the two-layer IEM approach previously described, with a geometric module which allows, for a given incidence angle chosen here to 30° , to take into account SAR foreshortening, layover and shadowing effects. We simulated radar images for a 430 MHz SAR operating in HH po-

larization for both the *favorable* northern hemisphere case and the *unfavorable* southern hemisphere case as described in section 8.3. As the response of natural volcanic surfaces is generally higher for VV polarization [Campbell et al., 1993], simulations in HH polarization provide a kind of *low limit* for the backscattered power. The northern hemisphere case is characterized by a superficial layer containing very few and little rock clasts, i.e. $a = 0$ and $\kappa_e d = 0.5$ m, causing no volume scattering effect. On the opposite, the southern hemisphere case presents a superficial layer with a considerable amount of rock clasts, i.e. $a = 0.08$ and $\kappa_e d = 2$ m, leading to a strong volume scattering effect which is added to the surface and subsurface scattering components. For each case, we simulated a SAR image for a dry basalt bedrock ($\epsilon_2 = 4.19-0.178j$) and for a wet basaltic substratum ($\epsilon_2 = 14.08-0.604j$, corresponding to a water content of 40%). Roughness parameters for the dust layer were chosen to be $\sigma_1 = 0.5$ cm and $L_1 = 10$ cm and we took $\sigma_2 = 3.5$ cm and $L_2 = 12$ cm for the subsurface basalt layer. Results for the *favorable* and *unfavorable* case are respectively presented in Figures 8.6 and 8.7. The radar backscattered coefficient is computed in decibels and transformed into gray values with a linear look-up-table to produce images. For all cases, the backscattered power for outcropping areas (dry basalt layer not cover by dust) is varying between -10 and -12 dB, depending on the local slope.

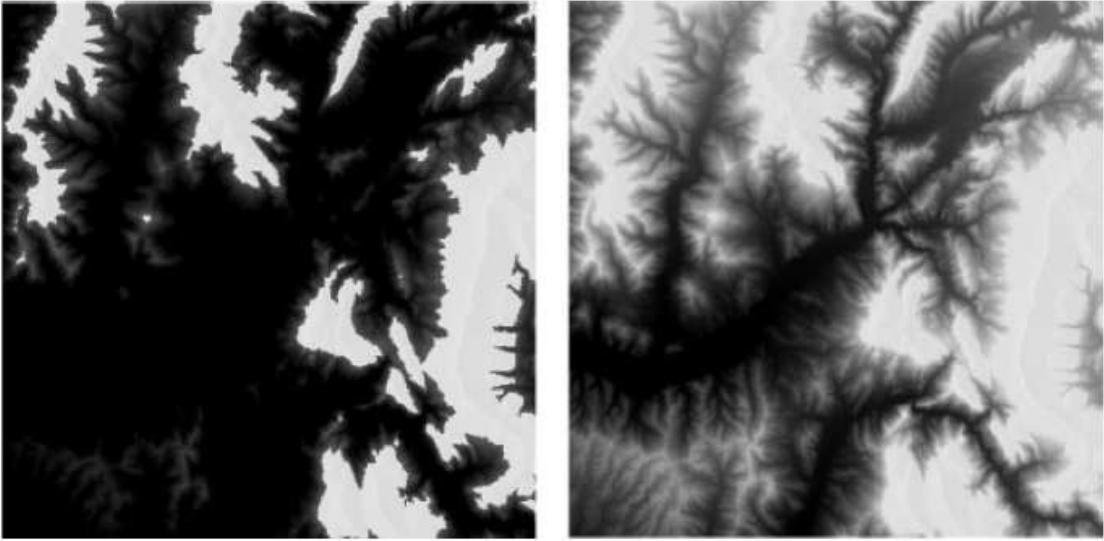


FIG. 8.6 – *Simulated P-band SAR images (HH polarization) for the northern hemisphere favorable case. Left: SAR image for a dry subsurface. Right: SAR image for a wet subsurface.*

Figure 8.6 shows result for the favorable case of an homogeneous superficial layer containing no rock clasts, i.e. no volume scattering effect screens the subsurface signal. For the dry case, σ_{HH}^o varies between -19 and -28 dB, meaning that deeper structures at 4 m correspond to a return higher than -30 dB (a reasonable limit for an orbital P-band SAR [Oberto, 2000]). In the case of a wet subsurface layer, σ_{HH}^o varies between -13 and -26 dB: subsurface structures show a stronger return because of their higher dielectric constant, making them easier to detect.

Figure 8.7 presents simulation results for the unfavorable case: the superficial layer contains rock remains which produce a disturbing volume scattering component. For a dry subsurface layer, σ_{HH}^o varies between -14 and -19 dB, a smaller dynamics than the one obtained for the favorable case: volume scattering is of the same order of magnitude as the subsurface component, reducing the discriminating capacities of the radar. In the case of a wet subsurface layer, σ_{HH}^o varies between -12 and -14 dB: the global backscattered power is increased by a more reflective subsurface layer, but the dynamics remains poor. Even if some buried structures can still be detected by the radar in the unfavorable case, volume scattering in the superficial layer strongly reduces the subsurface imaging capabilities of the instrument. In both favorable and unfavorable cases, a penetration depth of 4 m seems to be achievable using a P-band SAR.

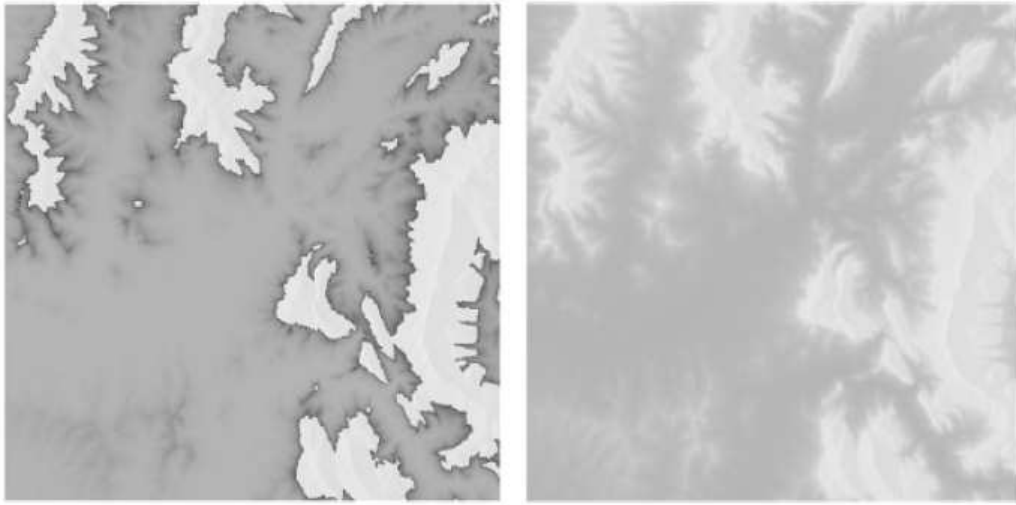


FIG. 8.7 – *Simulated P-band SAR images (HH polarization) for the southern hemisphere unfavorable case. Left: SAR image for a dry subsurface. Right: SAR image for a wet subsurface.*

8.5.2 Moisture Detection

Previous work performed on the Pyla sand dune in France have demonstrated the potential of the co-polar radar phase to detect subsurface moisture. We computed a Φ_{HH-VV} phase value for both *favorable* and *unfavorable* Martian cases using equation 8.17, for three different incidence angles of the radar beam: 20°, 30° and 40°.

For the favorable case, we considered a surface dust layer of parameters: $\epsilon_1 = 5.87 - 0.14j$, $\sigma_1 = 1.5$ cm, $L_1 = 10$ cm, $f_D = 0.02$ and $D = 4$ cm. The subsurface layer was characterized by ϵ_2 ranging from 4.19-0.178j (dry basalt) to 86.75-3.77j (pure liquid water), $\sigma_2 = 3.5$ cm and $L_2 = 10$ cm. Results presented in Figure 8.8 show a phase increase with the incidence angle value. This is due to the increase of the multiple scattering term which contributes to the phase difference [Lasne et al., 2005]. For an incidence angle of 40°, we can observe a phase difference reaching 26° when the subsurface water content is higher than 40%. The subsurface effect is confirmed by the fact that the phase difference becomes zero when the surface and subsurface layers have the same dielectric constant (left part of Figure 8.8). A water content of more than 40% in the first meters of the

Martian subsurface is unlikely, but Figure 8.8 (right) shows that the co-polar phase also presents strong changes (up to 21°) when the subsurface moisture content changes from zero (dry basalt) to only a few percents. A small seasonal change in the moisture content of the Martian subsurface could then be detected using the radar phase information.

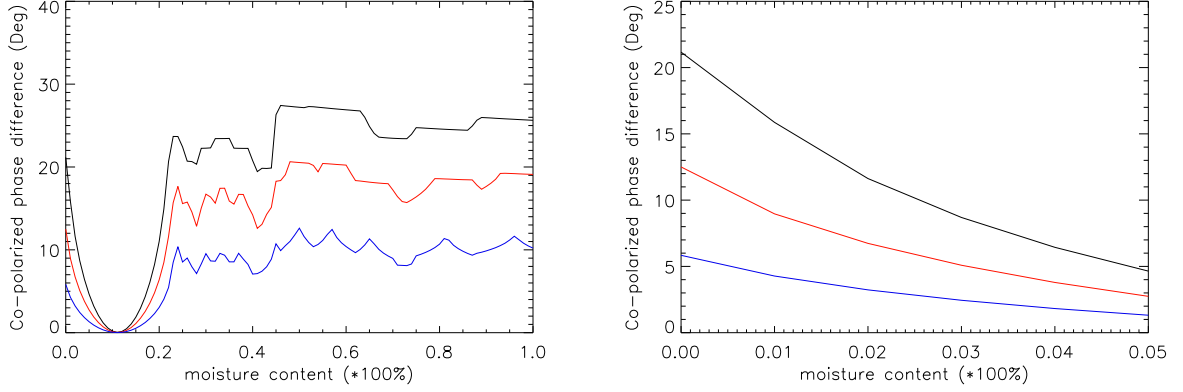


FIG. 8.8 – Simulated co-polar phase Φ_{HH-VV} for the favorable case as a function of the moisture content of the subsurface layer for three incidence angles: 20° (blue), 30° (red) and 40° (black). Left: 0 to 100% moisture content. Right: 0 to 5% moisture content.

We also computed the corresponding value of the subsurface backscattered power σ_{SS2qp}° for both HH and VV polarizations, in order to check that the backscattered radar signal is higher than the typical instrument detection limit, fixed to -30 dB. Figure 8.9 shows the HH and VV subsurface backscattered power, at 40° incidence angle, as a function of the subsurface water content for three different thicknesses of the superficial dust layer: we can see that the radar can probe down to 1 meter deep in the 0 - 8% moisture range and detect deeper moisture down to 3 meters from 25% water content for the VV polarization.

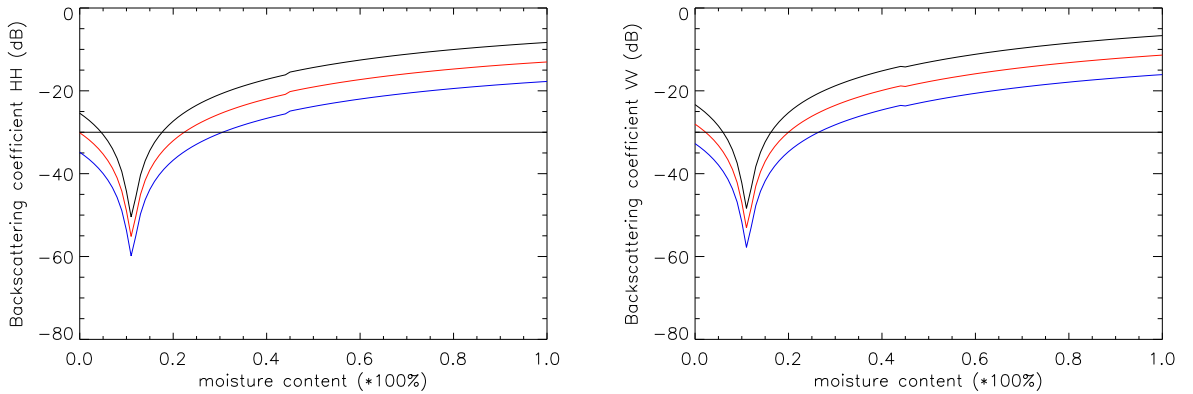


FIG. 8.9 – Computed value for σ_{SS2qp}° for the favorable case as a function of the moisture content of the subsurface layer at a 40° incidence angle, for three upper layer thicknesses: $d = 1$ m (black), 2 m (red) and 3 m (blue). Left: HH polarization. Right: VV polarization. The horizontal line corresponds to the -30 dB detection limit.

The unfavorable case was simulated with a rougher heterogeneous surface dust layer of parameters $\epsilon_1 = 5.87-0.14j$, $\sigma_1 = 3.5$ cm, $L_1 = 10$ cm, $f_D = 0.08$ and $D = 10$ cm. Again, the subsurface layer was characterized by ϵ_2 ranging from 4.19-0.178j (dry basalt) to 86.75-3.77j (pure liquid water), $\sigma_2 = 3.5$ cm and $L_2 = 10$ cm. As previously, results presented in Figure 8.10 show a phase increase with the value of the incidence angle. For an incidence angle of 40° , the phase difference is however lower than for the favorable case: it reaches 20° when the subsurface water content is higher than 40%. The volume scattering component of the superficial layer does not contribute to the co-polar phase difference and in fact screens the phase signal of the subsurface layer. However, Figure 8.10 (right) shows that the co-polar phase still presents strong changes (up to 17°) when the subsurface moisture content changes from zero to only a few percents. A small seasonal change in water content in the Martian subsurface should then be also detectable even in the unfavorable case.

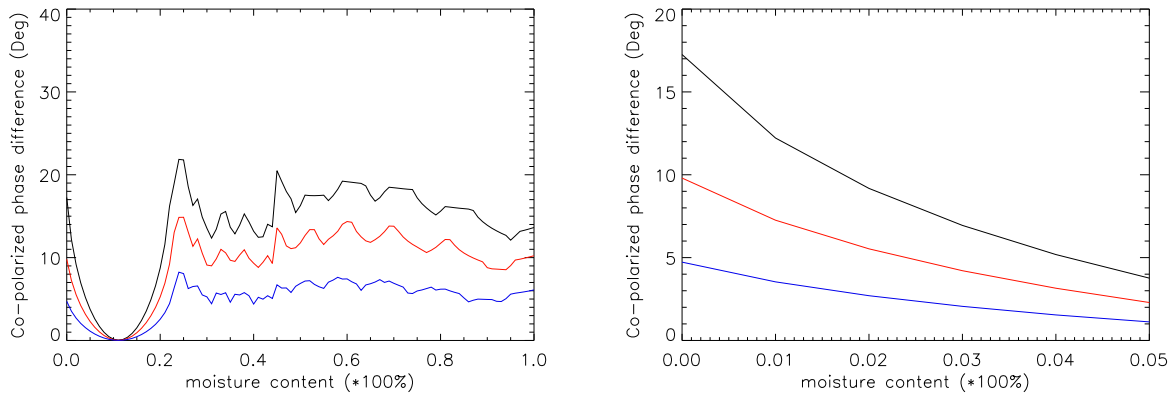


FIG. 8.10 – Simulated co-polar phase Φ_{HH-VV} for the unfavorable case as a function of the moisture content of the subsurface layer for three incidence angles: 20° (blue), 30° (red) and 40° (black). Left: 0 to 100% moisture content. Right: 0 to 5% moisture content.

We again computed the corresponding value of the subsurface backscattered power σ_{SS2qp}^o for both HH and VV polarizations in order to check the radar backscattered level. Figure 8.11 shows the HH and VV subsurface backscattered power, at 40° incidence angle, as a function of the subsurface water content for three different thicknesses of the superficial dust layer: the radar can see down to 1 meter deep in the 0 - 6% moisture range and detects deeper moisture down to 3 meters from 40% water content for the VV polarization. Penetration performances are lower than previously, again because of the screening effect of the scattering in the superficial layer. In both favorable and unfavorable cases, our simulation results show that a P-band polarimetric SAR should be able to monitor moisture changes down to 2 m.

8.6 Conclusion

Using a two-layer geo-electrical model of the first meters of the Martian subsurface, we could evaluate the potential performances of a P-band SAR for both subsurface geology mapping and moisture detection. The geo-electrical model was built using laboratory

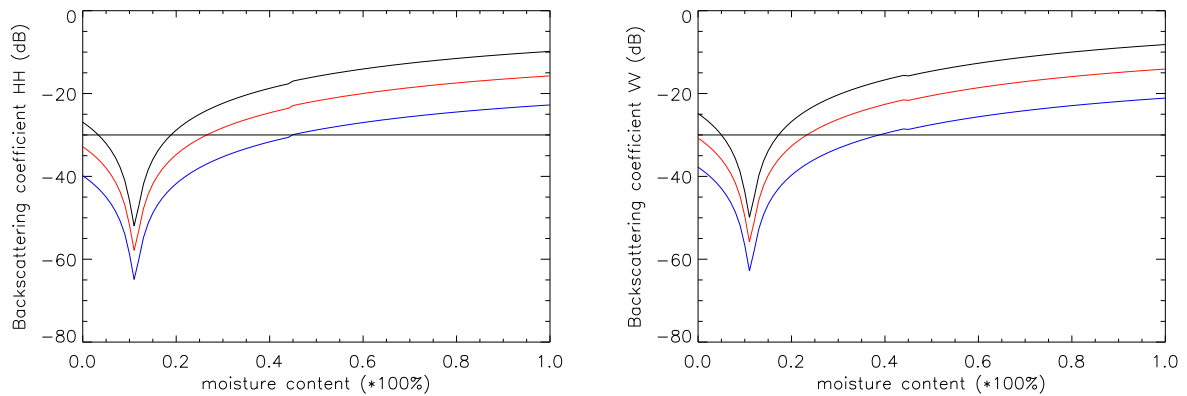


FIG. 8.11 – Computed value for σ_{SS2qp}^o for the unfavorable case as a function of the moisture content of the subsurface layer at a 40° incidence angle, for three upper layer thicknesses: $d = 1$ m (black), 2 m (red) and 3 m (blue). Left: HH polarization. Right: VV polarization. The horizontal line corresponds to the -30 dB detection limit.

characterization of analog samples representing our actual knowledge of the mineralogy and petrography of the Martian surface. We combined these laboratory measurements to results of the latest Mars exploration missions to help defining the parameters of our model. We considered the Integral Equation Model, with both single and multiple scattering terms, to compute surface, subsurface and volume contributions to the backscattered radar wave. Our results, for both a *favorable* (homogeneous superficial dust layer) and *unfavorable* (clastic dust layer producing volume scattering) case, indicate that a P-band SAR should be able to image subsurface geology down to 4 meters. Using a polarimetric phase signature which allows to detect subsurface moisture, as it was shown from airborne L-band data on the Pyla dune in France, we could simulate a detection limit of 2 meters for a water content change of a few percent in the Martian subsurface. A polarimetric P-band SAR could then be able to monitor small changes in the subsurface moisture on Mars. Such simulations should of course be refined using more complete and realistic models of the Martian subsurface (magnetic properties, multi-layering, better constrained surface roughness parameters, various size distribution of scatterers, effect of salt water), but they already illustrate the potential scientific returns we could expect from a SAR mission to Mars.

Acknowledgments

The authors would like to thank Ch. Elachi, S. Hensley and an anonymous reviewer for their valuable remarks.

References

Abdelsalam M. G. and R. J. Stern, *Mapping precambrian structures in the Sahara Desert with SIR-C/X-SAR radar: The neoproterozoic Keraf suture, NE Sudan*, J. Geophys. Res., vol. 101, no. E10, pp. 23063-23076, 1996.

Aharonson O., N. Schorghofer, M. F. Gerstell, *Slope streak formation and dust depo-*

sition rates on Mars, J. Geophys. Res., vol. 108, no. E12, 5138, 2003.

Baron J. E., R. A. Simpson, G. L. Tyler, *Estimation of Mars radar backscatter from measured surface rock populations*, J. Geophys. Res., vol. 103, no. E10, pp. 22695-22712, 1998.

Bibring J.-P. et al., *Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations*, Science, vol. 307, pp. 1576-1581, 2005.

Campbell B. A., R. E. Arvidson, M. K. Sheppard, *Radar polarization properties of volcanic and playa surfaces: Applications to terrestrial remote sensing and Venus data interpretation*, J. Geophys. Res., vol. 98, no. E9, pp. 17099-17113, 1993.

Campbell B. A., *Radar backscatter from Mars: Properties of rocks-strewn surfaces*, Icarus, vol. 150, pp. 38-47, 2001.

Campbell B. A., A. Freeman, L. Veilleux, B. Huneycutt, M. Jones, R. Shotwell, *A P-band radar mission to Mars*, IEEE Aerospace Conf., IEEE Big Sky, USA, 2004a.

Campbell B. A., T. A. Maxwell, A. Freeman, *Mars orbital synthetic aperture radar: Obtaining geologic information from radar polarimetry*, J. Geophys. Res., vol. 109, no. E07008, 2004b.

Carr M. H., *Water on Mars*, Oxford University Press, New York, 1996.

Christensen P. R., *Regional dust deposits on Mars: Physical properties, age and history*, J. Geophys. Res., vol. 91, no. B3, pp. 3533-3545, 1986.

Christensen P. R., *The spatial distribution of rocks on Mars*, Icarus, vol. 68, pp. 217-238, 1986.

Christensen P. R., J. L. Banfield, R. N. Clark, K. S. Edgett, V. E. Hamilton, *Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer*, J. Geophys. Res., vol. 105, no. E4, pp. 9623-9642, 2000.

Christensen P. R., *Formation of recent Martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits*, Nature, vol. 422, pp. 45-48, 2003.

Christensen P. R. et al., *Initial results from the Mini-TES experiment in Gusev crater from the Spirit Rover*, Science, vol. 305, pp. 837-842, 2004.

Clifford S. M., *A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars*, J. Geophys. Res., vol. 98, no. E6, pp. 10973-11016, 1993.

Costard F., F. Forget, N. Mangold, J. P. Peulvast, *Formation of recent Martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity*, Science, vol. 295, pp. 110-113, 2002.

Davies K., *Ionospheric Radio*, IEE/Peter Peregrinnus Ltd., London, U.K., 1990.

Dierking W., *Quantitative roughness characterisation of geological surfaces and implications for radar signature analysis*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 37, no. 5, pp. 2397-2412, 1999.

Dubois P., J. van Zyl, T. Engman, *Measuring soil moisture with imaging radar*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 33, no. 4, pp. 915-926, 1995.

Elachi C., L. E. Roth, and G. G. Schaber, *Spaceborne radar subsurface imaging in hyperarid regions*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. GE-22, pp. 383-388, 1984.

Elachi C., *Spaceborne Radar Remote Sensing: Applications and Techniques*, IEEE Press, 1988.

Farr T. G., C. Elachi, P. Hartl, K. Chowdhury, *Microwave penetration and attenuation in desert soil: A field experiment with the Shuttle Imaging Radar*, IEEE Trans. Geosci.

Remote Sensing, vol. GE-24, no. 4, pp. 590-594, 1986.

Farr T., *Imaging radar in the Mojave desert - Death Valley region*, Workshop on the Martian highlands and Mojave desert analogs, Las Vegas, USA, 2001.

Feldman W. C., T. H. Prettyman, S. Maurice, J. J. Plaut, D. L. Bish, *Global distribution of near surface hydrogen on Mars*, J. Geophys. Res., vol. 109, no. E09006, 2004.

Fung A. K., Z. Li, K. S. Chen, *Backscattering from a randomly rough dielectric surface*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 30, no. 2, pp. 356-369, 1992.

Fung A. K., *Microwave Scattering and Emission Models and their Applications*, Norwood MA, Artech House, 1994.

Gendrin A. et al., *Sulfates in Martian layered terrains: The Omega / Mars Express view*, Science, vol. 307, pp. 1587-1591, 2005.

Golombek M. P., Rapp D., *Size-frequency distributions of rocks on Mars Pathfinder landing site*, J. Geophys. Res., vol. 102, no. E2, pp. 3967-3988, 1997.

Golombek M. P. et al., *Rock size-frequency distributions of rocks and implications for Mars Exploration Rover landing safety and operations*, J. Geophys. Res., vol. 108, no. E12, pp. 1-23, 2003.

Grandjean G., Ph. Paillou, P. Dubois, T. August-Bernex, N. Baghdadi, and J. Achache, *Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data: Example of the Pyla Dune (France)*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 39, no. 6, pp. 1245-1258, 2001.

Haberle R. M., C. P. McKay, J. Schaeffer, N. A. Cabrol, E. A. Grin, A. P. Zent, R. Quinn, *On the possibility of liquid water on present-day Mars*, J. Geophys. Res., vol. 106, no. E10, pp. 23317-23326, 2001.

Hagfors T., D. B. Campbell, *Radar backscattering from Venus at a wavelength of 70 cm*, Astron. J. , vol. 79, pp. 493-501, 1974.

Harmon J. K., R. .E. Arvidson, E. A. Guinness, B. A. Campbell, M. A. Slade, *Mars mapping with delay-Doppler radar*, J. Geophys. Res., vol. 104, no. E6, pp. 14065-14089, 1999.

Hecht M. H., *Metastability of liquid water on Mars*, Icarus, vol. 156, pp. 373-386, 2002.

Heggy E., Ph. Paillou, G. Ruffié, J.-M. Malézieux, F. Costard, and G. Grandjean, *On water detection in the Martian subsurface using sounding radar*, Icarus, vol. 154, no. 2, pp. 244-257, 2001.

Heggy E., Ph. Paillou, F. Costard, N. Mangold, G. Ruffié, F. Demantoux, G. Grandjean, J.-M. Malézieux, *Local geo-electrical models of the Martian subsurface for shallow ground water detection using sounding radar*, J. Geophys. Res., vol. 108, no. E4, 2003.

Johnson J. R., W. M. Grundy, M. T. Lemmon, *Dust deposition at the Mars Pathfinder landing site: Observations and modeling of visible / near-infrared spectra*, Icarus, vol. 163, pp. 330-346, 2003.

Klingelhöfer G. et al., *Jarosite and hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer spectrometer*, Science, vol. 306, pp. 1740-1745, 2004.

Krymskii A.M., N.F. Ness, D.H. Crider, T.K. Breuss, M.H. Acuna, D.P. Hinson, *Solar wind interaction with the ionosphere/atmosphere and crustal magnetic fields at Mars: Mars Global Surveyor Magnetometer/Electron Reflectometer, radio science, and accelerometer data*, J. Geophys. Res., vol. 109, issue A11, 2004.

Lasne Y., Ph. Paillou, Th. August-Bernex, G. Ruffié, G. Grandjean, *A phase signature for detecting subsurface wet structures using polarimetric L-band SAR data*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 42, no. 8, pp. 1683-1694, 2004.

Lasne Y., Ph. Paillou, G. Ruffié, M. Crapeau, *Effect of multiple scattering on the phase signature of wet subsurface structures: Applications to polarimetric L and C-band SAR*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 2005, vol. 43, no. 8, 2005.

Lichtenecker K., K. Rother, *Die Herleitung des Logarithmischen Mischungsgesetzes aus allgemeinen Prinzipien der Stationären Strömung*, Phys. Zeitschr., vol. 32, pp. 255-260, 1931.

Malin M. C., K. S. Edgett, *Evidence for recent ground water seepage and surface runoff on Mars*, Science, vol. 288, pp. 2330-2335, 2000.

Mangold N., C. Quantin, V. Ansan, Ch. Delacourt, P. Allemand, *Evidence for Precipitation on Mars from Dendritic Valleys in the Valles Marineris Area*, Science, vol. 305, pp. 78-81, 2004.

Mätzler C., *Microwave permittivity of dry sand*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 36, no. 1, pp. 317-319, 1998.

McCauley J. F., G. G. Schaber, C. S. Breed, M. J. Grolier, C. V. Haynes, B. Issawi, C. Elachi, R. Blom., *Subsurface valleys and geoarchaeology of the eastern Sahara revealed by Shuttle Radar*, Science, vol. 218, pp. 1004-1020, 1982.

Mellon M. T., R. J. Phillips, *Recent gullies on Mars and the source of liquid water*, J. Geophys. Res., vol. 106, no. E6, pp. 23165-23180, 2001.

Mellon M. T., W. C. Feldman, T. H. Prettyman, *The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of Mars*, Icarus, no. 169, pp. 324-340, 2004.

Mitrofanov I., D. Anfimov, A. Kozyrev, M. Litvak, A. Sanin, *Maps of subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey*, Science, vol. 297, pp. 78-81, 2002.

Moore J. H., B. M. Jakosky, *Viking landing sites: Remote sensing observations and physical properties of Martian surface materials*, Icarus, vol. 81, pp. 164-184, 1989.

Morris R. V., et al., *Mineralogy, composition, and alteration of Mars Pathfinder rocks and soils: Evidence from multispectral, elemental, and magnetic data on terrestrial analogue, SNC meteorite, and Pathfinder samples*, J. Geophys. Res., vol. 105, no. E1, pp. 1757-1818, 2000.

Newsom H. E., *Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications for Mars*, Icarus, vol. 44, pp. 207-216, 1980.

Oh Y., K. Sarabandi, *An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 30, no. 5, pp. 370-381, 1992.

Okamura S., Y. Zhang, *New method for moisture content measurement using phase shifts at two frequencies*, J. Microwave Power Electromagn., vol. 35, no. 3, pp. 175-178, 2000.

Paillou Ph., P.A. Rosen, S. Hensley, T.W. Thompson, J.J. Plaut, Ch. Elachi, D. Massonnet, J. Achache, *MEEM: An orbital Synthetic Aperture Radar for Mars exploration*, Conf. on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars, Houston, USA, 2001a.

Paillou Ph., G. Grandjean, J.-M. Malézieux, G. Ruffié, E. Heggy, D. Piponnier, P. Dubois, and J. Achache, *Performances of Ground Penetrating Radars in arid volcanic*

regions: *Consequences for Mars subsurface exploration*, Geophys. Res. Letters, vol. 28, no. 5, pp. 911-914, 2001b.

Paillou Ph., Ph. Dreuillet, *The PYLA '01 experiment: FFFlying the new RAMSES P-band facility*, AIRSAR Earth Science and Application Workshop, Pasadena, USA, 2002.

Paillou Ph., G. Grandjean, N. Baghdadi, E. Heggy, Th. August-Bernex, J. Achache, *Sub-surface imaging in central-southern Egypt using low frequency radar: Bir Safsaf revisited*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 41, no. 7, pp. 1672-1684, 2003a.

Paillou Ph., A. Rosenqvist, T. Farr, *A JERS-1 radar mosaic for subsurface geology mapping in East Sahara*, Proc. IGARSS'03, Toulouse, France, July 2003b.

Paillou Ph., A. Rosenqvist, J.-M. Malézieux, B. Reynard, T. Farr, E. Heggy, *Discovery of a double impact crater in Libya: The astrobleme of Arkenu*, C.R. Acad. Sci. Paris, Geoscience, vol. 335, pp. 1059-1069, 2003c.

Paillou Ph., A. El Barkooky, A. Barakat, J.-M. Malézieux, B. Reynard, J. Dejax, E. Heggy, *Discovery of the largest crater field on Earth in the Gilf Kebir region, Egypt*, C.R. Acad. Sci. Paris, Geoscience, vol. 336, pp. 1491-1500, 2004.

Rieder R. et al., *The chemical composition of Martian soil and rocks returned by the mobile Alpha Proton X-ray spectrometer: Preliminary results from the X-ray mode*, Science, vol. 278, pp. 1771-1774, 1997.

Rieder R., G. Gellert, R. C. Anderson, J. Brückner, B. C. Clark, *Chemistry of rocks and soils at Meridiani Planum from the Alpha Particule X-ray Spectrometer*, Science, vol. 306, pp. 1746-1749, 2004.

Saunders R. S. et al., *Magellan mission summary*, J. Geophys. Res., vol. 97, no. E8, pp. 13067-13090, 1992.

Schaber G. G., J. F. McCauley, C. S. Breed, and G. R. Olhoeft, *Shuttle Imaging Radar: Physical controls on signal penetration and subsurface scattering in the Eastern Sahara*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. GE-24, no. 4, pp. 603-623, 1986.

Schaber G. G., J. F. McCauley, and C. S. Breed, *The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt*, Remote Sens. Environ., vol. 59, pp. 337-363, 1997.

Tanaka K. L., *Dust and ice deposition in the Martian geological record*, Icarus, vol. 144, pp. 254-266, 2000.

Oberto B., *Team-X Mars SAR*, JPL Internal Report, 2000.

Ulaby F. T., R. K. Moore, A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. 2, Norwood MA, Artech House, 1982.

Ulaby F. T., R. K. Moore, A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. 3, Norwood MA, Artech House, 1986.

Vincendon C., N. Mangold, Ph. Masson, V. Ansan, *Estimation of dust thickness in Arabia Terra region on Mars*, EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, 2003.

Williams K. K., R. Greeley, *Radar attenuation by sand: Laboratory measurements of radar transmission*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 39, no. 11, pp. 2521-2526, 2001.

Williams K. K., R. Greeley, *Measurements of dielectric loss factors due to a Martian dust analog*, J. Geophys. Res., vol. 109, no. E10006, 2004.

Wu T. D., K. S. Chen, *A transition model for the reflection coefficient in surface scattering*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, vol. 39, no. 9, pp. 2040-2050, 2001.

Bibliographie

- Abdelsalam, M. G., et R. J. Stern, Mapping Precambrian structures in the Sahara desert with SIR-C/X-SAR radar: The Neoproterozoic Keraf Suture, NE Sudan, *J. Geophys. Res.*, **101**(E10), 23063 – 23076, 1996.
- August-Bernex, T., Étude et modélisation des potentiels du SAR basse fréquence pour l'exploration de la subsurface en contexte aride, Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 2002.
- August-Bernex, T., P. Paillou, G. Grandjean, P. Dreuillet, , et J. Achache, Subsurface imaging by combining airborne SAR and GPR: Application to water detection in arid zones, dans *Proceedings IGARSS'01*, Sydney, Australia, 2001.
- Bachelier, E., Modélisation électromagnétique des effets de diffusion de surface et de volume des sols par la méthode des différences finies., Thèse de Doctorat, École Nationale Supérieure de l'Aéronautique et de l'Espace (SUPAERO - ENSAE), 1999.
- Baghdadi, N., P. Paillou, G. Grandjean, P. Dubois, et M. Davidson, Relationship between Profile Length and Roughness Parameters for Natural Surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, **21**(17), 3375 – 3381, 2000.
- Baghdadi, N., G. Grandjean, D. Lahondère, P. Paillou, et Y. Lasne, Apport de l'imagerie satellitaire radar pour l'exploration géologique en zones arides, *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, **337**, 719 – 728, 2005.
- Baker, V. R., G. Komatsu, T. J. Parker, V. C. Gulick, J. S. Kargel, et J. S. Lewis, Channel and Valleys on Venus: Preliminary Analysis of Magellan Data, *J. Geophys. Res.*, **97**(E8), 13421 – 13444, 1992, august.
- Bamler, R., The SRTM Mission: A World-Wide 30 m Resolution DEM from SAR Interferometry in 11 Days, dans *Proceedings of Photogrammetric Week 99*, Heidelberg, Germany, 1999.
- Bar2, et Fane, *Joe Bar Team, Tomes 1 à 6*, Vents d'Ouest, 2003.
- Beaudoin, A., T. L. Toan, et Q. H. J. Gwyn, SAR Observations and Modeling of the C-Band Backscatter Variability Due to Multiscale Geometry and Soil Moisture, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **28**(5), 886 – 895, 1990, september.
- BellIII, J. F., S. W. Squyres, R. E. Arvidson, et colleagues, Pancam Multispectral Imaging Results from the Spirit Rover at Gusev Crater, *Science*, **305**(5685), 800 – 806, 2004a, august.
- BellIII, J. F., S. W. Squyres, R. E. Arvidson, et colleagues, Pancam Multispectral Imaging Results from the Opportunity Rover at Meridiani Planum, *Science*, **306**(5702), 1703 – 1709, 2004b, december.

- Berlin, G. L., M. A. Tarabzouni, A. H. Al-Nazer, K. M. Sheikho, et R. W. Larson, SIR-B subsurface imaging of a sand-buried landscape: Al Labbah Plateau, Saudi Arabia, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-24**(4), 595 – 602, 1986.
- Bindlish, R., et A. P. Barros, Subpixel Variability of Remote Sensed Soil Moisture: An Inter-comparison Study of SAR and ESTAR, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**(2), 326 – 337, 2002, february.
- Bitri, A., et G. Grandjean, Frequency-wavenumber modelling and migration of 2D GPR data in moderately heterogeneous dispersive media, *Geophysical Prospecting*, **46**, 287 – 301, 1998.
- Bonn, F., et G. Rochon, *Précis de télédétection, Principes et méthodes*, vol. I, Presse de l'Université du Québec et AUPELF/UREF, 1992, sainte-Foy, 485 pages.
- Born, M., et E. Wolf, *Principles of Optics*, 6th Ed., Cambridge Press, 1980, 808 p.
- Boutry, J.-M., ONERA airborne SAR facilities, dans *2nd International Airborne Remote Sensing Conference*, San Francisco, USA, 1996.
- Boynton, W. V., W. C. Feldman, S. W. Squyres, T. H. Prettyman, et I. Mitrofanov, Distribution of Hydrogen in the Near Surface of Mars: Evidence for Subsurface Ice Deposits, *Science*, **297**(5578), 81 – 85, 2002, july.
- Campbell, B., Mars Scout Radar: Feasibility Study, dans *Proceedings of Mars Scout Workshop*, Pasadena, CA, USA, 2001, 21-25.
- Campbell, B. A., A. Freeman, L. Veilleux, B. Huneycutt, M. Jones, et R. Shotwell, A P-band radar mission to Mars, dans *Proceedings of IEEE Aerospace Conf.*, USA, 2004, IEEE Big Sky.
- Carr, M. H., Mars: A Water-Rich Planet?, *Icarus*, **68**, 187 – 216, 1986.
- Carr, M. H., *Water on Mars*, new york Ed., Oxford University Press, 1996.
- Chen, K. S., T.-D. Wu, M.-K. Tsay, et A. K. Fung, A Note on the Multiple Scattering in an IEM Model, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**(1), 249 – 256, 2000, january.
- Chen, K. S., T.-D. Wu, et J. C. Shi, A Model-Based Inversion of Rough Soil Surface Parameters from Radar Measurements, *Journal of Electromagn. Waves and Appl.*, **15**(2), 173 – 200, 2001.
- Christensen, P., Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits, *Nature*, **422**, 45 – 48, 2003.
- Christensen, P. R., The Spatial distribution of Rocks on Mars, *Icarus*, **68**, 217 – 238, 1986.
- Christensen, P. R., Variation in Martian surface composition and cloud occurrence determined from thermal infrared spectrometry: Analysis of Viking and Mariner 9 data, *J. Geophys. Res.*, **103**, 1733 – 1746, 1998.
- Christensen, P. R., et S. W. Ruff, Formation of the hematite-bearing unit in Meridiani Planum: Evidence for deposition in standing water, *J. Geophys. Res.*, **109**(E08003), 1 – 15, 2004a.
- Christensen, P. R., J. L. Bandfield, M. D. Smith, V. E. Hamilton, et R. N. Clark, Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data, *J. Geophys. Res.*, **105**(E4), 9609 – 9621, 2000a, april.

- Christensen, P. R., J. L. Bandfield, R. N. Clark, K. S. Edgett, et V. E. Hamilton, Detection of crystalline hematite mineralization on Mars by the Thermal Emission Spectrometer: Evidence for near-surface water, *J. Geophys. Res.*, **105**(E4), 9623 – 9642, 2000b, april.
- Christensen, P. R., S. W. Ruff, R. L. Fergason, A. T. Knudson, et colleagues, Initial Results from the Mini-TES Experiment in Gusev Crater from the Spirit Rover, *Science*, **305**(5685), 837 – 842, 2004b, august.
- Christensen, P. R., M. B. Wyatt, T. D. Glotch, A. D. Rogers, et colleagues, Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES Experiment on the Opportunity Rover, *Science*, **306**(5702), 1733 – 1739, 2004c, december.
- Clifford, S. M., A Model for the Hydrologic and Climatic Behavior of Water on Mars, *J. Geophys. Res.*, **98**(E6), 10973 – 11016, 1993, june.
- Cloude, S. R., et E. Pottier, A Review of Target Decomposition Theorems in Radar Polarimetry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**(2), 498 – 518, 1996, march.
- Cohen-Tannoudji, C., B. Diu, et F. Laloë, *Mécanique Quantique*, vol. **I**, **II**, hermann Ed., Collection Enseignements des Sciences, 1996.
- Cooper, P., G. Verwey, et C. Purry, Ultra Wideband Endfire Synrthetic Aperture Radar for Landmine Detection, dans *in Proceedings of IGARSS 2003*, Toulouse, France, 2003.
- Costard, F., The spatial distribution of volatiles in the Martian hydrolithosphere, *Earth Moon and Planets*, **45**, 265 – 290, 1989.
- Costard, F., F. Forget, N. Mangold, et J. Peulvast, Formation of recent martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity, *Science*, **295**, 110 – 113, 2002.
- Costes, C., I. Chênerie, T. L. Toan, N. Boutier, et J. Lemorton, Statistic characterization of rough surfaces for electromagnetic scattering, dans *Proceedings of PIERS*, Noordwijk, Netherlands, 1994.
- Dabbagh, A. E., G. A. Khattab, , et M. A. Khan, Detection of sand-covered geologic features in the Arabian Peninsula using SIR-C/X-SAR data, *Remote Sensing of Environment*, **59**, 375 – 382, 1997.
- Davidson, M., T. L. Toan, F. Mattia, G. Satalino, T. Manninen, et M. Borgeaud, On the Characterization of Agricultural Soil Roughness for Radar Remote Sensing Studies, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**(2), 630 – 640, 2000, march.
- Davidson, M., J. L. E. Attema, N. Floury, et M. Borgeaud, A General Roughness Powerspectrum Model for Agricultural Fields in support of SAR Surface Parameter Retrieval, dans *Proceedings of IGARSS'03*, Toulouse, France, 2003.
- Deroin, J.-P., A. Company, et A. Simonin, An empirical model for interpreting the relationship between backscattering and arid land surface roughness as seen with the SAR, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**(1), 86 – 92, 1997.
- Dierking, W., Quantitative roughness characterization of geological surfaces and implications for radar signatures analysis, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**(5), 2397 – 2412, 1999, september.
- Dubois, P., J. van Zyl, et T. Engman, Measuring soil Moisture with Imaging Radars, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **33**(4), 915 – 926, 1995.

- Elachi, C., *Spaceborne Radar Remote Sensing: Applications and Techniques*, IEEE Geoscience and Remote Sensing Society, IEEE Press, 1988, New York.
- Elachi, C., L. E. Roth, et G. G. Schaber, Spaceborne radar subsurface imaging in hyperarid regions, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-22**(4), 383 – 388, 1984.
- Elachi, C., C. Breed, W. E. Brown, J. Cimino, L. Dellwig, T. Dixon, A. England, D. Evans, J. Ford, H. MacDonald, P. Martin-Kaye, H. Masursky, J. McCauley, F. Sabins, R. Saunders, et G. G. Schaber, Shuttle Imaging Radar Experiment: Preliminary results, *Science*, **218**, 996 – 1004, 1982.
- Elmore, W., et M. Heald, *Physics of Waves*, New York: Dover, 1985.
- Farr, T. G., C. Elachi, P. Hartl, et K. Chowdhury, Microwave penetration and attenuation in desert soil: a field experiment with the Shuttle imaging radar, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-24**(4), 590 – 594, 1986.
- Feldman, W. C., W. V. Boynton, R. L. Tokar, et T. H. Prettyman, Global Distribution of Neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey, *Science*, **297**(5578), 75 – 78, 2002, july.
- Feldman, W. C., T. H. Prettyman, S. Maurice, J. J. Plaut, et D. L. Bish, Global distribution of near surface hydrogen on Mars, *J. Geophys. Res.*, **109**(E09006), 1 – 13, 2004, september.
- Franceschetti, G., A. Iodice, S. Maddaluno, et D. Riccio, A Fractal-Based Theoretical Framework for Retrieval of Surface Parameters from Electromagnetic Backscattering Data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**(2), 641 – 650, 2000, march.
- Fung, A. K., *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications*, Norwood, MA: Artech House Remote Sensing Library, 1994a, 573p.
- Fung, A. K., et K. S. Chen, Dependence of the Surface Backscattering Coefficients on Roughness, Frequency and Polarization States, *International Journal of Remote Sensing*, **13**(9), 1663 – 1680, 1992b.
- Fung, A. K., Z. Li, et K. S. Chen, Backscattering from a Randomly Rough Dielectric Surface, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**(2), 356 – 369, 1992a, march.
- Fung, A. K., M. R. Shah, et S. Tjuatja, Numerical simulation of scattering from three-dimensional randomly rough surfaces, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**(5), 986 – 994, 1994b.
- Gellert, R., R. Rieder, R. C. Anderson, J. Brückner, B. C. Clark, et G. Dreibus, Chemistry of Rocks and Soils in Gusev Crater from the Alpha Particle X-ray Spectrometer, *Science*, **305**(5685), 829 – 832, 2004, august.
- Glenn, N. F., et J. R. Carr, Establishing a Relationship Between Soil Moisture and RADARSAT-1 SAR Data Obtained over the Great Basin, Nevada, USA, *Canadian Journal of Remote Sensing*, **30**(2), 176 – 181, 2004, april.
- Golombek, M. P., et D. Rapp, Size-frequency distributions of rocks on Mars and Earth analog sites: Implications for future landed missions, *J. Geophys. Res.*, **102**(E2), 4117 – 4129, 1997a, february.

- Golombek, M. P., R. A. Cook, H. J. Moore, et T.J.Parker, Selection of the Mars Pathfinder landing site, *J. Geophys. Res.*, **102**(E2), 3967 – 3988, 1997b, february.
- Golombek, M. P., A. F. C. Haldemann, N. K. Forsberg-Taylor, E. N. DiMaggio, R. D. Schroeder, B. M. Jakosky, M. Mellon, et J. R. Matijevic, Rock size-frequency distributions on Mars and implications for Mars Exploration Rover landing safety and operations, *J. Geophys. Res.*, **108**(E12), 1 – 23, 2003.
- Gomaa, M., S. A. Hussain, E. A. El-Dewany, et A. E. Bayoumi, The effect of texture on the electrical properties of natural hematitic sandstone in the frequency domain, *Egypt. J. Physic.*, **94**, 1113 – 1122, 2000.
- Grandjean, G., et J. Gourry, GPR data processing for 3D fracture mapping in a marble quarry (Thassos, Greece), *Journal of Applied Geophysics*, **36**, 19 – 30, 1996.
- Grandjean, G., P. Paillou, P. Dreuillet, P. Dubois, J. Souyris, N. Baghdadi, et J. Achache, Radar penetration in soils: towards a new system for Earth subsurface observations, dans *in Proceedings CEOS SAR Workshop*, Toulouse, France, 1999.
- Grandjean, G., P. Paillou, P. Dubois, T. August-Bernex, N. Baghdadi, et J. Achache, Subsurface structures detection by combining L-band polarimetric SAR and GPR data: Example of the Pyla dune (France), *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**(6), 1245 – 1258, 2001.
- Grandjean, G., P. Paillou, N. Baghdadi, E. Heggy, T. August-Bernex, et Y. Lasne, Surface and subsurface structural mapping using low frequency radar. A synthesis of the Mauritanian and Egyptian experiments, *Journal of African Earth Science on Remote Sensing Applications in Geology*, 2005, sous presse.
- Grant, J. A., R. E. Arvidson, J. F. B. III, et colleagues, Surficial Deposits at Gusev Crater Along Spirit Rover Traverses, *Science*, **305**(5685), 807 – 810, 2004, august.
- Haberle, R. M., C. P. McKay, J. Schaeffer, N. A. Cabrol, E. A. Grin, A. P. Zent, et R. Quinn, On the possibility of liquid water on present-day Mars, *J. Geophys. Res.*, **106**(E10), 23317 – 23326, 2001, october.
- Haldemann, A., D. Mitchell, R. Jurgens, M. Slade, et D. Muhleman, Mars Pathfinder landing site assessment with Goldstone delay-Doppler and CW radar experiments, *J. Geophys. Res.*, **102**(E2), 4097 – 4106, 1997, february.
- Haldemann, A., K.W.Larsen, R. Jurgens, M. Slade, B. Butler, R. Arvidson, et J. Harmon, Gusev and Meridiani will look different: radar scattering properties of the Mars exploration rover landing sites, dans *in Proceedings of Sixth International Conference on Mars*, Pasadena, California, 2003.
- Hallikainen, M. T., F. T. Ulaby, M. C. Dobson, M. A. El-Rayes, et L. K. Wu, Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil - part I: Empirical Models and Experimental Observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-23**(1), 25 – 45, 1985, january.
- Hargraves, R. B., D. W. Collinson, R. E. Arvidson, et C. R. Spitzer, The Viking magnetic properties experiments: Primary mission results, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4547 – 4558, 1977.
- Harmon, J. K., R. E. Arvidson, E. A. Guinness, B. A. Campbell, et M. A. Slade, Mars mapping with delay-Doppler radar, *J. Geophys. Res.*, **104**, 14065 – 14090, 1999.

- Hartmann, W. K., Comparison of icelandic and martian hillside gullies, dans *in Proceedings of Lunar and Planet. Sci. Conf. 33rd*, 2002, abstract 1904.
- Hecht, M. H., Metastability of Liquid Water on Mars, *Icarus*, **156**, 373 – 386, 2002.
- Heggy, E., Étude et modélisation des performances des radars sondeurs basse fréquence pour la recherche de l'eau dans le sous-sol de Mars, Thèse de Doctorat, Université Paris 6, 2002.
- Heggy, E., P. Paillou, G. Ruffié, J.-M. Malézieux, F. Costard, et G. Granjean, On Water Detection in the Martian Subsurface Using Sounding Radar, *Icarus*, **154**(2), 244 – 257, 2001.
- Heldmann, J. L., et M. T. Mellon, Observations of martian gullies and constraints on potential formation mechanisms, *Icarus*, **168**, 285 – 304, 2004.
- Hollender, F., Interprétation de la distorsion des signaux géoradar propagés et réfléchis : développement d'une tomographie par bande de fréquence, Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1999.
- Hsieh, C.-Y., A. K. Fung, G. Nesti, A. J. Sieber, et P. Coppo, A Further Study of the IEM Surface Scattering, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**(4), 901 – 909, 1997, july.
- Hviid, S., Magnetic properties experiments on the Mars Pathfinder lander: Preliminary results, *Science*, **278**, 1768 – 1770, 1997.
- Imbo, P., et J.-C. Souyris, Assessment of partial polarimetry versus full polarimetry architectures for target analysis, dans *in Proceedings of EUSAR 2000*, Munich, Germany, 2000.
- Kasilingam, D., D. Schuler, et J. Lee, The depolarisation of radar backscatter from rough surfaces due to surface roughness and slopes, dans *in Proceedings of IGARSS 2001*, Sydney, Australia, 2001.
- Kim, Y., et J. van Zyl, Overview of Polarimetric Interferometry, dans *in Proceedings of IGARSS 2000*, pp. 1110–1112, Honolulu, 2000.
- Klingelhöfer, G., R. V. Morris, B. Bernhardt, C. Schröder, D. S. Rodionov, R. Gellert, S. W. Squyres, et colleagues, Jarosite and Hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer Spectrometer, *Science*, **306**(5702), 1740 – 1745, 2004a, december.
- Klingelhöfer, R. V. M. G., B. B. C. Schröder, D. S. Rodionov, R. Gellert, et S. W. Squyres, Mineralogy at Gusev Crater from Mössbauer Spectrometer on the Spirit Rover, *Science*, **305**(5685), 833 – 836, 2004b, august.
- Kolba, M., et I. I. Jouny, Buried Land Mine Detection Using Complex Natural Resonances on GPR Data, dans *in Proceedings of IGARSS 2003*, Toulouse, France, 2003.
- Kossacki, K. J., et W. J. Markiewicz, Seasonal melting of surface water ice condensing in martian gullies, *Icarus*, **171**, 272 – 283, 2004, august.
- Krogager, E., A New Decomposition of the Radar Target Scattering Matrix, *Electron. Lett.*, **26**, 1525 – 1526, 1990.
- Kunz, K. S., et R. J. Luebbers, *The Finite Difference Time Domain for Electromagnetics*, Orlando, FL: CRC Press, 1993.
- Lasne, Y., P. Paillou, T. August-Bernex, G. Ruffié, et G. Grandjean, A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **42**(8), 1683 – 1694, 2004, august.

- Lasne, Y., P. Paillou, G. Ruffié, et M. Crapeau, Effect of Multiple Scattering on the Phase Signature of Wet Subsurface Structures: Applications to Polarimetric L and C-Band SAR, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**(8), 2005, sous presse.
- Lee, J.-S., E. Krogager, D. Schuler, T. Ainsworth, et W. Boerner, On the Estimation of Polarization Orientation Angles Induced from Azimuth Slopes Using Polarimetric SAR Data, dans *in Proceedings of IGARSS 2000*, pp. 1310–1312, Honolulu, 2000.
- Lee, J.-S., T. Ainsworth, D. Schuler, D. Kasilingam, et W. Boerner, Interpreting Off-Diagonal Terms in Polarimetric Coherency Matrix, dans *in Proceedings of IGARSS 2001*, Sidney, Australia, 2001.
- Lee, J.-S., D. Schuler, T. Ainsworth, E. Krogager, D. Kasilingam, et W. Boerner, On the Estimation of Radar Polarization Orientation Shifts Induced by Terrain Slopes, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**(1), 30–41, 2002, january.
- Li, Q., et J. Shi, A Generalized Power Law Spectrum and its Applications to the Backscattering of Soil Surfaces Based on The Integral Equation Model, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**(2), 271 – 280, 2002, february.
- Malin, M., et K. Edgett, Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars, *Science*, **288**, 2330 – 2335, 2000.
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragana, G. Peltzer, K. Feigl, et T. Rabaute, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, **364**, 138 – 142, 1993.
- Massonnet, D., P. Briole, et A. Arnaud, Deflation of Mount Etna Monitored by Spaceborne radar Interferometry, *Nature*, **375**, 567 – 570, 1995.
- Masursky, H., et N. Crabill, Viking landing sites: Selection and certification, *Science*, **193**, 809 – 812, 1976, august.
- Mattia, F., T. L. Toan, J.-C. Souyris, G. D. Carolis, N. Floury, F. Posa, et G. Pasqua-riello, The effect of surface roughness on multfrequency polarimetric SAR data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**(4), 954 – 966, 1997, july.
- McCauley, J. F., G. G. Schaber, C. S. Breed, M. J. Grolier, C. V. Haynes, B. Issawi, C. Elachi, et R. Blom, Subsurface valleys and geoarchaeology of the eastern Sahara revealed by Shuttle radar, *Science*, **218**, 1004 – 1020, 1982.
- McCauley, J. F., C. S. Breed, G. G. Schaber, C. V. Haynes, W. M. Hugh, B. Issawi, et A. E. Kilani, Paleodrainages of the eastern Sahara. The radar rivers revisited (SIR-A/B implications for a mid-tertiary trans-African drainage system, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-24**(No. 4), 624 – 648, 1986.
- McNairn, H., C. Duguay, B. Brisco, et T. J. Pultz, The effect of soil and crop residue characteristics on polarimetric radar response, *Remote Sensing of Environment*, **80**, 309 – 320, 2002a.
- McNairn, H., V. Decker, et K. Murnaghan, The Sensitivity of C-band Polarimetric SAR to Crop Condition, dans *in Proceedings of IGARSS'02*, Toronto, Canada, 2002b.
- McSween, H. Y., R. E. Arvidson, J. F. B. III, et colleagues, Basaltic Rocks Analyzed by the Spirit Rover in Gusev Crater, *Science*, **305**(5685), 842 – 845, 2004, august.
- Mellon, M. T., et R. J. Phillips, Recent gullies on Mars and the source of liquid water, *J. Geophys. Res.*, **169**, 324 – 340, 2001, february.

- Mellon, M. T., W. C. Feldman, et T. H. Prettyman, The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of Mars, *Icarus*, **106**(E10), 23165 – 23179, 2004, october.
- Melon, P., Observations des couverts végétaux par radar à basses fréquences, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse 3, 2002.
- Mitrofanov, I., D. Anfimov, A. Kozyrev, M. Litvak, et A. Sanin, Maps of Subsurface Hydrogen from the High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey, *Science*, **297**(5578), 78 – 81, 2002, july.
- Mitrofanov, I. G., M. L. Litvak, A. S. Kozyrev, A. B. Sanin, V. Tretyakov, et W. V. Boynton, Vertical Distribution of Shallow Water in Mars Subsurface from HEND/Odyssey Data, dans *Microsymposium 38, MS069*, 2003.
- Möhlmann, D. T., Water in the upper martian surface at mid- and low-latitudes: presence, state, and consequences, *Icarus*, **168**, 318 – 323, 2004.
- Moore, H. J., et B. M. Jakosky, Viking Landing Sites, Remote-Sensing Observations, and Physical Properties of Martian Surface Materials, *Icarus*, **81**, 164 – 184, 1989.
- Mougin, E., C. Proisy, G. Marty, F. Fromard, H. Puig, Betoulle, et J. Rudant, Multifrequency and multipolarization radar backscattering from Mangrove forest, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**(94), 1999.
- Nesti, G., D. Tarchi, D. Despan, J. P. Rudant, A. Bedidi, P. Borderies, et E. Bachelier, Phase shift and decorrelation of radar signal related to soil moisture changes, dans *Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications Workshop*, ESTEC, Netherlands, 1998.
- Newsom, H. E., et J. J. Hagerty, Mixed hydrothermal fluids and the origin of the martian soil, *J. Geophys. Res.*, **104**, 8717 – 8728, 1999.
- Ogilvy, J. A., *Theory of Wave Scattering from Random Rough Surfaces*, Adam Hilder, 1991, 277p.
- Oh, Y., Precise Estimation of Surface Roughness Parameters from Field-Measured Ground Truth Data, dans *Proceedings of IGARSS97*, Singapore, 1997.
- Oh, Y., K. Sarabandi, et F. T. Ulaby, An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**(2), 370 – 381, 1992, march.
- Oh, Y., K. Sarabandi, et F. T. Ulaby, An empirical model for phase difference statistics of rough surfaces, dans *Proceedings of IGARSS93*, vol. **3**, pp. 1003 – 1005, Tokyo, Japan, 1993.
- Oh, Y., K. Sarabandi, et F. T. Ulaby, An Inversion Algorithm to Retrieve Soil Moisture and Surface Roughness Estimation from Polarimetric Radar Observation, dans *Proceedings of IGARSS94*, Italy, 1994.
- Okamura, S., et Y. Zhang, New method for moisture content measurement using phase shifts at two frequencies, *Journal of Microwave Power and Electromagnetic Energy*, **35**(3), 175 – 178, 2000.
- Olhoeft, G. R., Electrical properties of rocks, dans *Physical Properties of Rocks and Minerals*, in Touloukian, Y.S, Judd, W. R. and Roy, R. F., pp. 257 – 330, eds.:New York, McGraw-Hill, 1989.
- Olhoeft, G. R., Electrical, magnetic and geometric properties that determine ground penetrating radar performance, dans *Proceedings of GPR'98, 7th Int. Conf. on Ground*

- Penetrating Radar*, pp. 177 – 182, The University of Kansas, Lawrence, KS, USA, 1998a.
- Olhoeft, G. R., Ground penetrating radar on Mars, dans *in Proceedings of GPR'98, 7th Int. Conf. on Ground Penetrating Radar*, pp. 177 – 182, The University of Kansas, Lawrence, KS, USA, 1998b.
- O'Neill, K., Broadband bistatic coherent and incoherent detection of buried objects beneath randomly rough surfaces, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**(2), 891 – 898, 2000, march.
- Paillou, P., G. Grandjean, J.-M. Malézieux, G. Ruffié, E. Heggy, D. Piponnier, P. Dubois, et J. Achache, Performances of Ground Penetrating Radar in arid volcanic regions: Consequences for Mars subsurface exploration, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(5), 911 – 914, 2001a.
- Paillou, P., T. Thompson, J. Plaut, P. Rosen, S. Hensley, C. Elachi, D. Massonnet, et J. Achache, MEEM: an orbital synthetic aperture radar for Mars exploration, dans *in Proceedings of Conference on the Geophysical Detection of Subsurface Water on Mars*, LPI, Houston, Texas, USA, 2001b.
- Paillou, P., G. Grandjean, N. Baghdadi, E. Heggy, T. August, , et J. Achache, Subsurface imaging in central-southern Egypt using low frequency radar: Bir Safsaf revisited, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**(7), 1672 – 1684, 2003a.
- Paillou, P., A. Rosenqvist, J.-M. Malézieux, B. Reynard, T. Farr, et E. Heggy, Discovery of a double impact crater in Libya: the astrobleme of Arkenu, *Comptes Rendus Geoscience*, **335**, 1059 – 1069, 2003b.
- Paillou, P., A. E. Barkooby, A. Barakat, J.-M. Malézieux, B. Reynard, J. Dejax, et E. Heggy, Discovery of the largest impact crater field on Earth in the Gilf Kebir region, Egypt, *Comptes Rendus Geoscience*, **336**, 1491 – 1500, 2004.
- Paillou, P., Y. Lasne, E. Heggy, J.-M. Malézieux, et G. Ruffié, Study of P-Band SAR performances for Mars exploration: Imaging subsurface geology and detecting shallow moisture, *J. Geophys. Res.*, 2005, in press.
- Pettengill, G. H., P. G. Ford, W. T. K. Johnson, R. K. Raney, et L. A. Soderblom, Magellan: Radar performance and data products, *Science*, **252**, 260 – 265, 1991.
- Picardi, G., J. Plaut, W. Johnson, L. Borgarelli, R. Jordan, D. Gurnett, S. Sørge, R. Seu, A. Coradini, et R. Orosei, Subsurface, Surface and Ionosphere Sounding with the Mars Express Mission: the Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MARSIS), dans *Mars Exploration Program and Sample Return Mission Conference*, Paris, France, 1999, iEEE Big Sky.
- Pinet, P., et S. Chevrel, Spectral identification of geological units on the surface of Mars related to the presence of silicates from Earth based near infrared telescopic CCD imaging, *J. Geophys. Res.*, **95**, 14435 – 14446, 1990.
- Polidori, L., *Cartographie Radar*, Gordon & Breach Science Publishers, 1997, 287p.
- Pollack, J., J. Kasting, S. Richardson, et K. Poliakov, The case for a wet, warm climate on early Mars, *Icarus*, **71**, 204 – 224, 1987.
- Qong, M., A. Nurmuhammad, T. Tadano, H. Wakabayashi, M. Shimada, et T. Igarashi, Preliminary results from the model-based classification of airborne polarimetric SAR images, dans *in Proceedings of SPIE*, p. p. 327, 2000.

- Rakotoarivony, L., Validation de Modèles de Diffusion Électromagnétique : Comparaison entre Simulations et Mesures par Radar Hélicoptère sur des Surfaces Agricoles de Sol Nu, Thèse de Doctorat, Université de Caen, 1995.
- Rieder, R., T. Economou, H. Wäncke, A. Turkevitch, J. Crisp, J. Brückner, G. Dreibus, et H. Y. McSween, The chemical composition of Martian soil and rocks returned by the mobile alpha proton X-ray spectrometer: preliminary results from the X-ray mode, *Science*, **278**, 1771 – 1774, 1997.
- Rieder, R., G. Gellert, R. C. Anderson, J. Brückner, et B. C. Clark, Chemistry of Rocks and Soils at Meridiani Planum from the Alpha Particle X-ray Spectrometer, *Science*, **306**(5702), 1746 – 1749, 2004, december.
- Sancer, M. I., An Analysis of the Vector Kirchhoff Equations and the Associated Boundary-Line Change, *Radio Science*, **3**, 141 – 144, 1968.
- Sancer, M. I., Shadow-Corrected Electromagnetic Scattering from a Randomly Rough Surface, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, **17**, 577 – 585, 1969.
- Sarabandi, K., Derivation of phase statistics from the Mueller matrix, *Radio Science*, **27**(5), 553 – 560, 1992.
- Sarabandi, K., Y. Oh, et F. Ulaby, Polarimetric radar measurements of bare soil surfaces at microwave frequencies, dans *Proceedings of IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Institute of Electrical and Electronic Engineering, Espoo, 1991.
- Saunders, R. S., A. J. Spear, P. C. Allin, et colleagues, Magellan Mission Summary, *J. Geophys. Res.*, **97**(E8), 13067 – 13090, 1992, august.
- Schaber, G. G., J. F. McCauley, C. S. Breed, et G. R. Olhoeft, Shuttle Imaging radar: Physical controls on signal penetration and subsurface scattering in the Eastern Sahara, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **GE-24**(4), 603 – 623, 1986.
- Schaber, G. G., J. F. McCauley, et C. S. Breed, The use of multifrequency and polarimetric SIR-C/X-SAR data in geologic studies of Bir Safsaf, Egypt, *Remote Sensing of Environment*, **59**, 337 – 363, 1997.
- Schuler, D. L., J. S. Lee, D. Kasilingam, et G. Nesti, Surface roughness and slope measurements using polarimetric SAR data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40**(3), 687 – 698, 2002.
- Shi, J., J. Wang, A. Y. Hsu, P. E. O'Neill, et E. T. Engman, Estimation of Bare Surface Soil Moisture and Surface Roughness Parameters Using L-Band SAR Image Data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**(5), 1254 – 1266, 1997, september.
- Silver, S., *Microwave Antenna Theory and Design*, 12, mcgraw-hill, new york Ed., M.I.T. Radiation Lab, 1947, p. 161.
- Soderblom, L. A., R. C. Anderson, R. E. Arvidson, J. F. B. III, et colleagues, Soils of Eagle Crater and Meridiani Planum at the Opportunity Rover Landing Site, *Science*, **306**(5702), 1723 – 1726, 2004, december.
- Solomon, S. C., S. E. Smrekar, D. Bindaschadler, et colleagues, Venus Tectonics: An Overview of Magellan Observations, *J. Geophys. Res.*, **97**(E8), 13199 – 13255, 1992, august.
- Souyris, J. C., L. Wang, C. C. Hsu, J. Kong, T. L. Toan, N. Boudier, S. H. Yueh, U. Wegmüller, et C. Matzler, Inversion of Soil Moisture with Radar Backscattering Data, dans *Proceedings of IGARSS94*, 1994.

- Squyres, S. W., J. Grotzinger, R. E. Arvidson, J. F. B. III, et colleagues, In Situ Evidence for an Ancient Aqueous Environment at Meridiani Planum, Mars, *Science*, **306**(5702), 1709 – 1722, 2004, december.
- Stratton, J. A., *Electromagnetic Theory*, New York Ed., McGraw-Hill, 1941, pp. 464 – 469.
- Stratton, J. A., et L. J. Chu, Diffraction Theory of Electromagnetic Waves, *Physical Review*, **56**, 99 – 107, 1939, may.
- Su, Z., P. A. Troch, et F. P. D. Troch, Estimation of surface soil moisture by inversion of SAR data, Surface scattering from random rough, bare soils, Spatial and Temporal soil moisture mapping from ERS-1/2, and JERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modelling for regional climate models (RCM), dans *ESA project A02-B106*, 1997.
- Toan, T. L., A. Beaudoin, et D. Guyon, Relating forest biomass to SAR data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**(2), 403 – 411, 1992, march.
- Tsang, L., J. A. Kong, , et R. T. Shin, *Theory of Microwave Remote Sensing*, New York: Wiley-Interscience, 1985.
- Ulaby, F. T., et C. Elachi, *Radar Polarimetry for Geoscience Applications*, Artech House, 1990, 364 p.
- Ulaby, F. T., P. P. Batlivala, et M. C. Dobson, Microwave Backscatter Dependence on Surface Roughness, Soil Moisture, and Soil Texture, Part I- Bare Soil, *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, **GE-16**, 286 – 295, 1978, october.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, , et A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. I, Norwood, MA: Artech House Inc., 1981.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, , et A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. II, Norwood, MA: Artech House Inc., 1982.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, , et A. K. Fung, *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. III, Norwood, MA: Artech House Inc., 1986.
- van Zyl, J. J., A. H. Zebker, et C. Elachi, Imaging radar polarization signatures: Theory and observation, *Radio Science*, **22**(4), 529 – 543, 1987, july.
- Wegmüller, U., et C. Werner, SAR interferometric signatures of forest, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **33**, 1153, 1995.
- Williams, K. K., et R. Greeley, Radar attenuation by sand: Laboratory measurements of radar transmission, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**(11), 2001.
- Wu, T.-D., et K. S. Chen, A Transition Model for the Reflection Coefficient in Surface Scattering, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**(9), 2040 – 2050, 2001, september.
- Wu, T.-D., et K. S. Chen, A Reappraisal of the Validity of the IEM Model for Backscattering From Rough Surfaces, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **42**(4), 743 – 753, 2004, april.
- Yee, K. S., Numerical Solution of Initial Boundary Value Problems Involving Maxwell's Equations in Isotropic Media, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, **ap-14**(3), 302 – 307, 1966.

- Zakri, T., Contribution à l'étude des propriétés diélectriques de matériaux poreux en vue de l'estimation de leur teneur en eau : modèles de mélange et résultats expérimentaux, Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1997.
- Zebker, H. A., et J. J. van Zyl, Imaging radar polarimetry: A review, dans *Proceedings of IEEE*, vol. **79**, pp. 1583 – 1606, 1991.
- Zhang, Y., et S. Okamura, New density-independent moisture measurement using microwave phase shifts at two frequencies, *IEEE Transactions on Instrumentation And Measurements*, **48**(6), 1208 – 1211, 1999, december.
- Zribi, M., Développement de Nouvelles Méthodes de Modélisation de la Rugosité pour la Rétrodiffusion Hyperfréquence de la surface du sol, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse 3, 1995.